

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

LUIZ OTÁVIO MARTINS CRUZ

**ASSINATURA GEOQUÍMICA DE UNIDADES COLUVIAIS
DA BACIA DO CÓRREGO DO RIO GRANDE –
DEPRESSÃO DE GOUVEIA/MG**

Belo Horizonte - MG

2006

LUIZ OTÁVIO MARTINS CRUZ

**ASSINATURA GEOQUÍMICA DE UNIDADES COLUVIAIS DA BACIA DO
CÓRREGO DO RIO GRANDE – DEPRESSÃO DE GOUVEIA/MG**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia do Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geografia.

Área de Concentração: Geografia e Análise Ambiental

Orientador: Dr. Roberto Célio Valadão

Belo Horizonte
Departamento de Geografia – IGC/UFMG
Junho de 2006

À meus pais Célio Geraldo da Cruz (*in memoriam*)
e Dorothy da Conceição Martins Cruz que tanto
lutaram para que eu chegasse até aqui.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Roberto Célio Valadão pela orientação.

À Profª. Vilma L. M. Carvalho pelas sugestões e ajuda em campo.

À Profª. Cristiane Valéria de Oliveira pelas sugestões e pela atenção, sempre respondendo às dúvidas, que não foram poucas.

Aos colegas Cláudio Gregório, Maria Luiza Menezes, Leonardo Paim, Juliana, Alexandre Vasconcelos, Ana Lúcia Lages, Fabiano, Álvaro Figueiredo e Maria do Carmo pelo apoio em campo.

Ao Serviço de Química e Radioquímica do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN/CNEN na pessoa de Roberto Pellacani e Herculis Bernardes, pela preparação das amostras.

Ao Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa – CPMTC-IGC-UFMG na pessoa do Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares e Kácia Monteiro, pelas análises de fluorescência de raios-X.

À Nívia Melo do Laboratório de Geomorfologia da UFMG.

À Keila Virginia pela revisão do abstract.

Ao CNPq pela bolsa de estudos.

À minha mãe e aos amigos.

Muito obrigado a todos.

*'The sands of time were eroded by
The river of constant change.'*

Genesis – Firth Of Fifth
(Phil Collins, Peter Gabriel, Tony Banks,
Steve Hackett, Mike Rutherford)

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
ÍNDICE DE FIGURAS	x
ÍNDICE DE TABELAS	xi
RESUMO.....	xii
ABSTRACT	xiv

INTRODUÇÃO	1
------------------	---

CAPÍTULO I

GÊNESE E ASSINATURA GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS .. 5

1.1. INTRODUÇÃO	5
1.2. FORMAÇÕES SUPERFICIAIS: CARACTERÍSTICAS GERAIS	7
1.3. FORMAÇÕES SUPERFICIAIS COLUVIAIS.....	10
<i>1.3.1. Terminologia e características gerais.....</i>	<i>10</i>
<i>1.3.2. Mecanismos de formação dos depósitos coluviais.....</i>	<i>15</i>
1.4. FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DE VERTENTES QUE RECOBREM LINHAS DE PEDRA: CONTRIBUIÇÃO QUANTO A SUA GÊNESE	17
<i>1.4.1. Teorias e processos relacionados a gênese das linhas de pedra</i>	<i>17</i>
<i>1.4.2. Formações superficiais de vertentes sobrepostas à linhas de pedra</i>	<i>23</i>
1.4.2.1. A ação da fauna do solo.....	24
1.4.2.2. O afundamento gravitacional do material grosso através do perfil	25
1.4.2.3. Os processos de coluvionamento.....	25
1.5. GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS: PRODUTOS DO INTEMPERISMO E MOBILIDADE GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS NO MANTO DE INTEMPERISMO	28
1.6. ASSINATURA GEOQUÍMICA NA CARACTERIZAÇÃO DO MANTO DE INTEMPERISMO: IDENTIFICAÇÃO DE MATERIAIS TRANSPORTADOS.....	33

CAPÍTULO II

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA INVESTIGADA

2.1. CARACTERIZAÇÃO REGIONAL: A DEPRESSÃO DE GOUVEIA	37
<i>2.1.1. Localização.....</i>	<i>37</i>
<i>2.1.2. Geologia</i>	<i>37</i>

2.1.3. <i>Geomorfologia</i>	39
2.1.5. <i>Pedologia</i>	42
2.1.5. <i>Clima</i>	42
2.1.6. <i>Hidrografia</i>	43
2.1.7. <i>Vegetação e Uso do Solo</i>	43
2.2. CARACTERIZAÇÃO LOCAL DA ÁREA INVESTIGADA: A BACIA DO CÓRREGO DO RIO GRANDE	44
CAPÍTULO III	
PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	50
3.1. PONTOS DE AMOSTRAGEM	50
3.2. ANÁLISE DAS AMOSTRAS DE SOLO EM LABORATÓRIO.....	55
3.2.1. <i>Análises físicas</i>	55
3.2.2. <i>Análises químicas</i>	56
3.2.2.1. <i>Análise química total</i>	56
3.2.2.2. <i>Análise de pH e Matéria Orgânica</i>	57
3.3. ANÁLISE DOS DADOS	57
CAPÍTULO IV	
ORGANIZAÇÃO, CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA COBERTURA PEDOLÓGICA	58
4.1. ORGANIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DA COBERTURA PEDOLÓGICA..	58
4.2. CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS DOS MATERIAIS	66
4.3. ASSINATURA GEOQUÍMICA DA COBERTURA PEDOLÓGICA	75
4.3.1. <i>Composição química do perfil de alteração</i>	75
4.3.2. <i>Correlação entre propriedades químicas e granulométricas do solo e convergência mineralógica</i>	79
4.3.3. <i>Comportamento das curvas de concentração dos elementos “imóveis”</i>	84
4.3.4. <i>Interpretação geoquímica da cobertura pedológica</i>	91
CAPÍTULO V	
GEOMORFOLOGIA, ASSINATURA GEOQUÍMICA E GÊNESE DA COBERTURA PEDOLÓGICA	99
5.1. EVIDÊNCIAS DO TRANSPORTE DE MATERIAIS NA BACIA DO CÓRREGO DO RIO GRANDE	99

5.2. REJEIÇÃO DE OUTRAS HIPÓTESES POSSÍVEIS SOBRE A GÊNESE DA COBERTURA PEDOLÓGICA	101
5.3. IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA	104
CONCLUSÕES.....	111
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	114
ANEXOS	128
FICHAS DE DESCRIÇÃO DOS PERFIS DE SOLO	128

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Relações das formações superficiais com o substrato.....	5
Figura 1.2 – Perfil de intemperismo com seqüência vertical de materiais segundo zonas típicas.....	8
Figura 1.3 – Agrupamentos geoquímicos de elementos de potencial iônicos semelhantes em função do estado de oxidação possível em condições naturais de intemperismo.	30
Figura 2.1 – Localização do município de Gouveia em Minas Gerais e municípios limítrofes.....	37
Figura 2.2 – Mapa geológico da região de Gouveia.....	38
Figura 2.3 – Geologia da bacia do Córrego do Rio Grande.	45
Figura 2.4 – Formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia, Espinhaço Meridional.	46
Figura 2.5 - Bloco diagrama esquemático do setor vertente da margem direita do Córrego do Quebra.....	49
Figura 3.1 – Parte da vertente do Córrego do Quebra onde foi realizada a transeção mostrando a localização e os perfis 1, 2, 3, 4 e 5.....	51
Figura 3.2 – Bacia do Córrego do Rio Grande (A) e de parte da bacia do Córrego do Quebra (B), mostrando a localização dos pontos 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7.....	52
Figura 3.3 – Vertentes onde se localizam os perfis 6 e 7 mostrando suas respectivas posições.....	53
Figura 3.4 – Modelo de distribuição das amostragens no perfil.....	54
Figura 3.5 – Esquema das seções transversais na vertente da margem direita do Córrego do Quebra e bloco diagrama mostrando a distribuição dos solos e da unidade coluvial investigada.	55
Figura 4.1 – Seqüência de solos na vertente da margem direita do Córrego do Quebra.....	59
Figura 4.2 – Perfis 6 e 7 e perfis topográficos mostrando o posicionamento deles na vertente.	65
Figura 4.3 – Triângulo textural referente às amostras dos perfis agrupados por horizontes.	69
Figura 4.4 – Análise discriminante, utilizando correlação canônica, do conjunto de perfis.	79

Figura 4.5 – Dendograma da análise de cluster baseado no método <i>average-linkage</i> (<i>between groups</i>), através da correlação de 65 amostras.....	80
Figura 4.6 – Curvas de concentração dos elementos Zr, Ti, Fe, Al por perfil.	85
Figura 4.7 – Curvas de distribuição da relação Zr/Ti por perfil.....	87
Figura 4.8 – Relíquias de materiais de origem do Perfil 6.	92
Figura 5.1 – Seções transversais e bloco diagrama esquemático mostrando a relação entre a distribuição dos solos com a unidade colúvial alojada em concavidade localizada na vertente da margem direita do Córrego do Quebra.....	106
Figura 5.2 – Escarpa que delimita a cabeceira lateral da bacia do Córrego do Quebra. ...	109

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1 – Características descritivas e genéticas do termo colúvio segundo diversos autores.....	12
Tabela 1.2 – Processos associados com a formação de linhas de pedra.....	22
Tabela 1.3 – Mobilidade dos elementos durante o intemperismo.	31
Tabela 1.4 – Distribuição dos elementos de acordo com seu papel no regolito.....	33
Tabela 4.1 – Características morfológicas dos perfis 1 a 5.	60
Tabela 4.2 – Características morfológicas dos perfis 6 e 7.	64
Tabela 4.3 – Composição granulométrica da fração terra fina dos perfis.	67
Tabela 4.4 – Composição granulométrica quantitativa e qualitativa das frações maiores (> 2mm) das amostras totais para os perfis.	72
Tabela 4.5 – Análise química total, matéria orgânica e pH das amostras por perfil.	76
Tabela 4.6 – Coeficientes de correlação de Spearman entre propriedades químicas e granulométricas.....	81
Tabela 4.7 – Tendências gerais no comportamento dos elementos “imóveis”.	89
Tabela 4.8 – Coeficiente de variação da relação Zr/Ti para dados encontrados na literatura e obtidos nos perfis.	97

RESUMO

Eventos desnudacionais foram responsáveis, na Depressão de Gouveia/MG, pela deposição de unidades colúvias que recobrem as vertentes da região. Trabalhos anteriores propuseram que os solos dessa região teriam se desenvolvido sobre estes colúvios. No entanto, pesquisa recente demonstrou que alguns solos se desenvolveram sobre materiais autóctones, revendo hipóteses anteriores. O objetivo deste trabalho é caracterizar essas unidades colúvias através de análises físicas e químicas, visando contribuir com as interpretações acerca da gênese e evolução destes materiais. Amostras de solo foram coletadas em cinco perfis de solo de uma catena e em outros dois perfis. As amostras foram coletadas em todos os horizontes e em linhas de pedra neles presentes e foram submetidas a análises granulométricas e quantitativas dos elementos Si, Ti, Al, Fe^{Total}, Mn, Mg, Ca, Na, K, P e Zr, utilizando-se espectrometria de fluorescência de raios-X. Os resultados forneceram evidências morfológicas, granulométricas e químicas que confirmam que os materiais que compõem a cobertura pedológica sobreposta às linhas de pedra são alóctones. As principais evidências foram: (i) identificação de fragmentos líticos reliquiais em estágio incipiente de alteração num solum altamente intemperizado e a presença destes fragmentos em maior quantidade nas linhas de pedra do que no saprólito abaixo; (ii) discordâncias entre os materiais do horizonte C e do solum apontadas pela relação silte/argila e pela relação Zr/Ti; (iii) distribuição de elementos “imóveis” – Fe, Ti, Zr e Al – com padrões diferentes em relação a um padrão de desenvolvimento *in situ*, refletindo, em parte, acumulação de material mais argiloso na base do solum e mais arenoso no topo, interpretada como diferença textural proporcionada por processos de transporte e deposição. A relação Zr/Ti foi considerada melhor marcador de discontinuidades, sobretudo em solos com materiais de diferentes origens e/ou composição mineralógica. A distribuição lateral dos solos – Cambissolo na alta vertente, Latossolo na média, e Cambissolo seguido de Neossolo Regolítico na baixa vertente – e sua relação com a distribuição das linhas de pedra na catena demonstraram que os processos erosivos são responsáveis por essa distribuição dos solos e pela remoção de materiais de antigos depósitos ainda presentes na porção côncava da vertente. Essa relação sugere que os solos se desenvolveram sobre materiais depositados em paleosuperfícies compostas de elementos côncavos e convexos. Esses solos provavelmente foram submetidos a processos pedomorfológicos simultâneos e contínuos, responsáveis por nova pedogênese e remoção de parte da cobertura pedológica, resultando na re-configuração dos solos e da

vertente. Apesar dos processos morfogenéticos sugerirem uma maior participação da erosão nas formas de relevo da área investigada, possivelmente as formas atuais seriam produto tanto de processos geoquímicos quanto de processos erosivos.

Palavras-Chave: assinatura geoquímica, Zr/Ti, colúvios, descontinuidade erosiva, linhas de pedra, morfopedogênese.

ABSTRACT

Denudation events have been responsible, in Gouveia/MG Depression, for the deposition of colluvial units which cover slopes of the area. Previous works proposed that the soils of the area would have developed on colluvial materials. Latest research showed that some soils developed on autochthonous materials, reviewing previous hypotheses. This work aims to characterize those colluvial materials using physical and chemical analysis to contribute with interpretations concerning genesis and evolution of these materials. Soil samples were collected in five soil profiles from a catena and in other two profiles. These samples were collected from all soil horizons and stone lines presents and submitted to particle-size and quantitative analysis of the elements Si, Ti, Al, Fe^{Total}, Mn, Mg, Ca, Na, K, P and Zr using X-ray fluorescence spectrometry. The results provided morphological, textural and chemical evidences that confirm the allochthonous origin of the pedological materials overlying stone lines. The main evidences were: (i) identification of lithic fragments in incipient alteration degree in a highly weathered solum and the presence of these fragments in larger quantity in the stone lines than in the saprolite below; (ii) discontinuities among the C-horizon and solum materials point out by silt/clay and Zr/Ti ratios; (iii) distribution of the ‘immobile’ elements – Fe, Ti, Zr and Al – with different patterns in relation to *in situ* development patterns, reflecting, partly, accumulation of loamier material in the base of the solum and sandier in the top, interpreted as textural difference provided by transport and deposition processes. The Zr/Ti ratio was considered best discontinuities marker, mainly in soils with different material sources and/or mineralogical composition. The relationship among soil distribution – Cambisols in upper slope, Ferralsol in middle slope, Cambisol and Regosol in lower slope, respectively – and stone lines distribution in the catena showed that the erosion processes are responsible by soils distribution and by the removal of materials of ancient colluvial deposits that still present in the concave portion of the slope. This relationship suggests that the soils have been developed over materials deposited on paleosurfaces composed of concave and convex elements. These soils have probably been submitted to simultaneous and continuous pedogeomorphological processes responsible for new pedogenesis and removal of part of the pedological cover, resulting in the re-configuration of the soils and slope. Although these processes suggest larger participation of the erosion in the relief forms of the research area, the current forms would possibly be product as much of geochemical processes as of erosion processes.

Keywords: geochemical signatures, Zr/Ti, colluvium, erosive discontinuity, stone lines, morphopedogenesis.

A Depressão de Gouveia – Espinhaço Meridional/MG – é caracterizada, do ponto de vista geomorfológico, por sua complexa evolução. Seu relevo, esculpido em rochas arqueanas, sobretudo gnaisses e xistos, é produto de vários eventos desnudacionais, os quais resultaram numa diversidade de depósitos Quaternários e pré-Quaternários (Saadi & Valadão, 1987).

Vários trabalhos nesta região já foram realizados enfatizando esses depósitos no que diz respeito a sua identificação, caracterização e gênese (Valadão, 1986; Saadi & Valadão, 1987; Saadi, 1995; Augustin, 1994, 1995b; Ferreira, 2002; Cruz *et al.*, 2004). Destacam-se, entre esses depósitos, as formações colúvias cujo contato com o elúvio é marcado pela ocorrência de linhas de pedra. Essas formações superficiais – elúvios, colúvios e aluviões antigos, esses últimos atualmente em condições de terraços fluviais – são facilmente observados ao longo de várias vertentes da região pela exposição da cobertura superficial proporcionada pela abertura de voçorocas.

Na área investigada neste trabalho, os colúvios – entendidos como os materiais inconsolidados, transportados, que revestem vertentes e que se apóiam estratigraficamente sobre linhas de pedra – vêm sendo atribuídos como sendo formados por condições de transporte na vertente, onde as linhas de pedra marcariam discordâncias erosivas diagnosticando a ocorrência de processos sedimentares (Valadão, 1986; Saadi & Valadão, 1987; Saadi, 1995; Ferreira, 2002; Cruz *et al.*, 2004).

Assim como na Depressão de Gouveia, Carmo *et al.* (1999), investigando depósitos Terciários-Pleistocênicos em áreas deprimidas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul e Médio Vale do Rio Doce, relatam a ocorrência de linhas de pedra relacionadas a processos sedimentares que definem descontinuidades erosivas que separam as unidades colúvias profundamente intemperizadas e os depósitos aluviais. Estes autores destacam que o alto grau de intemperismo e pedogênese das camadas depositadas sobre as linhas de pedra dificulta a identificação de características sedimentares, levando muitos autores a interpretá-las como depósitos autóctones.

Diversos autores como Laporte (1962 *apud* Riquier, 1969), Collinet (1969) e Lecomte (1988 *apud* Butt, 1992) interpretam esse tipo de formação superficial como autóctones, ou

seja, depósitos residuais formados *in situ*, nos quais as linhas de pedra não marcariam eventos erosivos.

Thomas (1974) descreve que, independentemente das teorias que tratam da origem das linhas de pedra, inclusive aquelas que partem do princípio de que essas possuem origem autóctone, há algum entendimento de que a camada superior, fina, tem que ser de um modo geral, de origem coluvial. Ainda assim, algumas teorias dariam suporte para interpretação sobre uma origem autóctone desse tipo de cobertura superficial sobreposta à linhas de pedra: (i) a de bioturbação pela fauna do solo através da ação de térmitas, formigas e outras faunas do solo, que removeriam as partículas mais finas da subsuperfície para a superfície deixando os fragmentos maiores de quartzo como uma camada distinta (Faniran & Jeje, 1983; Thomas, 1994); (ii) a de concentração de ferro com posterior oxidação e formação de pisólitos (Faniran & Jeje, 1983; Lucas *et al.*, 1990); (iii) a de perda de finos via macroporos e descontinuidades de horizontes (Thomas, 1994); e (iv) a de concentração pelo afundamento dos elementos grossos no interior do perfil (Laporte, 1962, *apud* Riquier, 1969; Collinet, 1969; Lecomte, 1988, *apud* Butt, 1992).

Nesse contexto, como a identificação de materiais coluviais na área investigada não pode ser confirmada por características sedimentares, visto que estas feições – caso tenham existido – foram destruídas pelo alto grau de intemperismo e pedogênese, além do fato de que a controvérsia sobre a gênese das linhas de pedra não permite uma associação consensual entre elas e o material que as recobrem, uma investigação mais detalhada das unidades coluviais pode contribuir com as interpretações já realizadas em pesquisas anteriores. Essa caracterização pode ser feita utilizando-se outras técnicas como a micromorfologia e a análise geoquímica das formações superficiais.

Na Depressão de Gouveia, a caracterização das formações superficiais utilizando técnicas de micromorfologia é recente (Rocha, 2004). A partir dos primeiros resultados da pesquisa realizada em solos desenvolvidos em colúvios de duas toposseqüências, chegou-se a conclusão de que estas formações teriam se desenvolvido a partir de materiais autóctones (Rocha, 2004). Entretanto, em uma das toposseqüências, os dados micromorfológicos não forneceram evidências claras sobre a gênese dos materiais, em virtude do procedimento

metodológico utilizado¹. Trabalhos utilizando a mesma técnica vêm sendo realizados no Planalto de São José dos Campos (SP), onde os resultados apontam para uma evolução *in situ* dos materiais pedogenizados sobre embasamento rochoso, anteriormente tidos como colúviais. Os resultados foram baseados, sobretudo, em evidências microscópicas, descartando a hipótese de que esses materiais fossem de origem colúvial (Coltrinari, 2003). Queiroz Neto (2001) demonstra como essa nova técnica de caracterização do solo, através do procedimento da Análise Estrutural da Cobertura Pedológica, tem reformulado várias questões acerca da origem autóctone ou alóctone das formações superficiais.

Vários trabalhos vêm utilizando técnicas geoquímicas para a caracterização das formações superficiais e investigação sobre a gênese de seus materiais, sobretudo a identificação de materiais transportados como unidades colúviais (Perez Filho *et al.*, 1983; Wells *et al.*, 1990; Friedrich *et al.*, 1992; Luz *et al.*, 1992; Costa *et al.*, 1999; Porto, 1999; Cooper *et al.*, 2002; Oliveira & Jimenez-Rueda, 2002; Tonui *et al.*, 2003; Brown *et al.*, 2004a). Nestes trabalhos é frequentemente utilizada a análise de elementos considerados geoquimicamente imóveis, bem como relações derivadas destes.

A utilização destes marcadores geoquímicos está baseada no fato de que os depósitos residuais são produtos do intemperismo diferencial e da lixiviação, responsáveis pela remoção de elementos relativamente mais solúveis do perfil de intemperismo, deixando os elementos relativamente imóveis, como por exemplo, Al, Fe, Ti e Zr (Levinson, 1980; Birkeland, 1984; Friedrich *et al.*, 1992; McFarlane *et al.*, 1994; Taylor & Eggleton, 2001). Baseado nesta premissa, o perfil de uma cobertura formada *in situ* ou autóctone teria um padrão geoquímico diferente de uma cobertura alóctone? As coberturas alóctones seriam diferenciadas geoquimicamente a partir de sua gênese?

Desta forma, a utilização de novos procedimentos técnicos e metodológicos possibilita a revisão e complementação dos trabalhos já realizados na área investigada no sentido de aferir e confirmar as várias hipóteses acerca da gênese e evolução no modelado do relevo da região, mais especificamente dos materiais colúviais.

¹ Em função da grande profundidade do solo em alguns perfis, só foram realizadas coletas de amostras indeformadas até o horizonte B, impossibilitando a análise completa do perfil.

Neste contexto, este trabalho tem como objetivo geral contribuir com as interpretações acerca da gênese e evolução dos materiais que compreendem as formações colúvias da Depressão de Gouveia/MG, através da caracterização geoquímica e granulométrica desses materiais.

Para a consecução dessa pesquisa foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- (i) descrever e analisar a organização pedológica em perfis de solos desenvolvidos supostamente em unidades colúvias;
- (ii) caracterizar geoquimicamente a cobertura pedológica, visando estabelecer padrões ou descontinuidades geoquímicas ao longo do perfil de alteração;
- (iii) correlacionar os resultados com os trabalhos anteriores visando uma possível conciliação e reconstituição da formação dessas coberturas.

GÊNESE E ASSINATURA GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

1.1. Introdução

O termo formações superficiais é utilizado neste trabalho como designação geral para todo o material superficial sobreposto à rocha sã que compreende o manto de intemperismo. As formações superficiais constituem o material que recobre parcialmente ou completamente o substrato rochoso e é geralmente fracamente consolidado, com espessuras variando de poucos decímetros a dezenas de metros de espessura. Campy & Macaire (1989) destacam que as formações superficiais podem ser resíduos da degradação física e química do substrato rochoso que a sustenta, designados alteritos autóctones ou para-autóctones, ou ainda podem resultar de processos sedimentares ou vulcânicos, alóctones e discordantes. Desta forma, sua natureza litológica é variável e pode constituir-se de sedimentos detríticos e terrígenos, resíduos diretos da alteração, e de materiais coerentes como encrostamentos e outros originados de precipitações físico- ou organo-química ou rochas vulcânicas (Fig. 1.1).

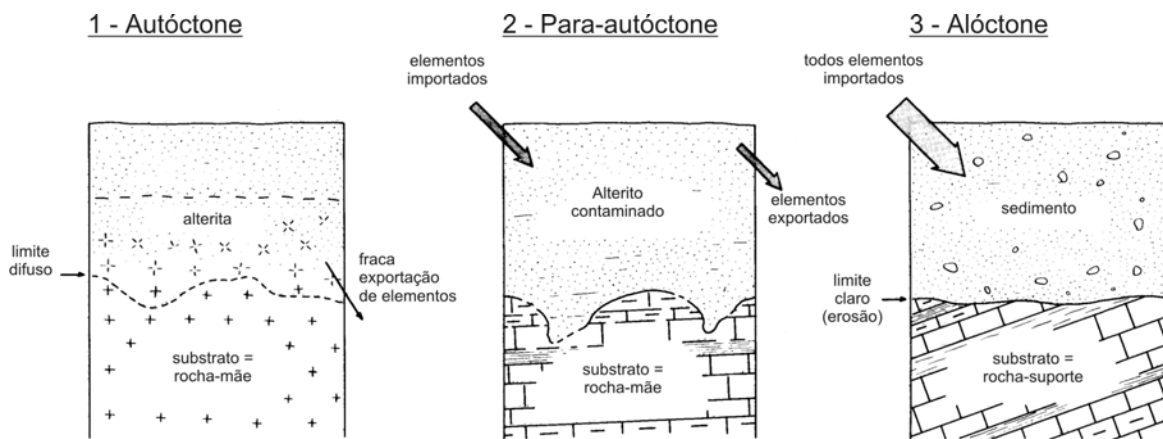


Figura 1.1 – Relações das formações superficiais com o substrato. 1-autóctone: resultam diretamente da desintegração e da decomposição do seu substrato. A característica principal é a conservação *in situ* dos produtos da transformação da rocha-mãe em formação superficial. **2-para-autóctone:** ocorrem quando uma parte dos produtos procedente da desagregação da rocha-mãe é carreada por dissolução, lixiviação, escoamento, etc, e a fração residual é enriquecida de elementos importados por diversos agentes de transporte (água, vento, etc), sendo que as formações resultantes têm apenas um parentesco muito afastado com o substrato. **3-alóctone:** as formações alóctones não têm mais nenhuma relação com o seu substrato que constitui para elas uma rocha-suporte. Sua presença é ligada um agente de transporte que a mobiliza para outro lugar antes de se depositar. Este transporte pode efetuar-se sobre curtas ou longas distâncias. São, por exemplo, as formações de vertente deslocadas sob o efeito gravidade. (Adaptado de Campy & Macaire, 1989).

O material que compreende as formações superficiais é designado mais comumente na literatura internacional como regolito (Faniran & Jeje 1983; Butt & Zeegers, 1992; Ollier & Pain, 1996; Taylor & Eggleton, 2001). Outros termos também são largamente utilizados, como perfil de intemperismo (Faniran & Jeje 1983; Thomas, 1994; Ollier & Pain, 1996), manto de intemperismo ou de alteração (Bigarella *et al.*, 1994).

Segundo Taylor & Eggleton (2001), o termo regolito é definido como todo material da litosfera continental acima da rocha fresca, incluindo rochas que estão intercaladas ou inclusas em materiais inconsolidados ou materiais de rocha intemperizada, podendo ser de qualquer idade. Similar a esta definição, Ollier & Pain (1996) definem regolito como a rocha sã alterada por processos na superfície ou próximos a ela, incluindo o intemperismo, erosão, transporte, sedimentação terrestre, e cimentação. Neste caso, materiais consolidados como crostas também são incluídos.

Segundo Faniran & Jeje (1983), os processos geomorfológicos responsáveis pela gênese das formações superficiais podem ser divididos em dois processos básicos: (i) processos químicos por dissolução e desnudação química; e (ii) processos físicos sob a influência da gravidade e água corrente. Os processos de caráter químico são responsáveis pela dissolução dos minerais através do intemperismo químico, proporcionando a remoção gradativa dos elementos mais solúveis pela lixiviação e acumulação dos elementos insolúveis em minerais primários ou minerais supergênicos. Os processos de caráter físico/mecânico envolvem a remoção do material desagregado pelo processo de intemperismo, principalmente, no caso de regiões tropicais, pela ação das águas e dos movimentos de transferência gravitacional de massa, gerando conseqüente deposição, seja ela de origem proximal ou distal.

Apesar de teoricamente divididos, esses processos atuam conjuntamente gerando um complexo de diferentes materiais e de origens variadas, proporcionando, em ambientes tropicais, um espesso manto de intemperismo que muitas vezes pode ser constituído por materiais transportados.

A elucidação sobre as formações superficiais, a que este capítulo se propõe, visa a discussão do ponto de vista das possibilidades de sua formação e composição, sobretudo de materiais colúviais, objeto desse estudo.

1.2. Formações superficiais: características gerais

Os materiais que compõem as formações superficiais são produto do intemperismo da rocha que, em condições superficiais, é submetida às condições ambientais diferentes daquelas em que foram formadas. Ollier & Pain (1996) descrevem esse processo como a quebra e alteração dos materiais próximos à superfície da terra para produtos que estão em maior equilíbrio com as novas condições físico-químicas, ou seja, a rocha original é alterada pelo processo de intemperismo.

Segundo Bigarella *et al.* (1994), o processo de intemperismo ao qual a rocha é submetida através de alterações físicas e químicas, tem como resultado um manto de material detrítico de espessura variada que constitui a estrutura subsuperficial da paisagem.

Faniran & Jeje (1983) destacam que os produtos do intemperismo da rocha, especialmente aqueles resultantes da ação química favorecida por condições ambientais tropicais úmidas, consistem de: (i) uma mistura de fragmentos de rocha e minerais em todos os possíveis estágios de decomposição; (ii) substâncias orgânicas; e (iii) solução e suspensão coloidal. Os produtos do intemperismo são diferenciados pelo menos de duas formas: (i) em perfil, o material é distinguido por sua considerável profundidade e/ou suas características de zonação ou estratificação; e (ii) pelas suas características físicas e mineralógicas, que variam de acordo com a posição no perfil, bem como com o tipo de rocha de origem, processos de formação e do grau de exposição à superfície.

A interação da rocha com o ambiente superficial ocorre gradualmente, sendo que esta interação é maior próximo à superfície, diminuindo em profundidade. Há, portanto, uma progressiva mudança da superfície para o interior do perfil.

Thomas (1994) interpreta a parte superior do perfil de intemperismo como uma zona dentro da qual a fábrica da rocha é completamente destruída sendo usualmente considerada como solo residual, acima do qual o material transportado (alóctone) e a camada superficial do solo são encontrados.

As zonas de intemperismo podem ainda ser individualmente distinguidas por variações na sua composição química e mineralógica, fábrica e origem (Butt & Zeegers, 1992), bem como pelos processos atuantes, como o de pedogênese e de formação de crostas.

Entretanto, devido à variação na natureza dos materiais, processos e tipos de estudos desenvolvidos sobre o manto de intemperismo, não há uma terminologia universal para estas e termos equivalentes são usados em diferentes sentidos por diferentes autores.

Duas dessas zonas são mais importantes na concepção desse estudo, o saprólito e a zona imediatamente acima dele (Fig. 1.2).

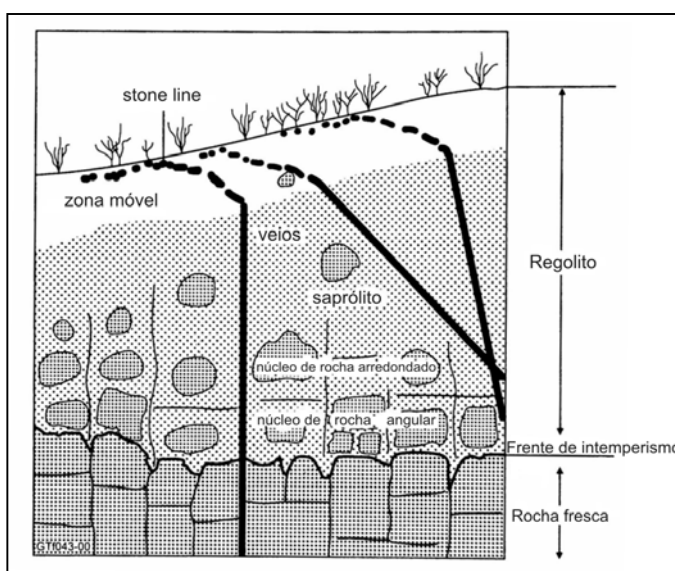


Figura 1.2 – Perfil de intemperismo com seqüência vertical de materiais segundo zonas típicas. Observa-se que os distúrbios na Zona Móvel causam a dispersão dos fragmentos que compõe o veio, formando uma linha de pedra. Mesmo admitindo que a dispersão possa ser ocasionada pela ação do rastejo do solo, Taylor & Eggleton (2001) consideram este um perfil desenvolvido *in situ*. (Adaptado de Taylor & Eggleton, 2001).

Segundo Taylor & Eggleton (2001) o saprólito pode ser dividido em suas partes, o *saprock* que é o primeiro estágio do intemperismo que consiste no intemperismo parcial dos minerais mantendo todas as características de fábrica e estrutural da rocha fresca, e o saprólito propriamente dito que consiste no *saprock* mais alterado, mas que ainda mantém a fábrica e muitas das estruturas características da rocha de origem. Essas partes podem ou não conter núcleos de rocha. Thomas (1994) destaca que a transformação da rocha em saprólito é essencialmente uma substituição isovolumétrica. A natureza *in situ* da formação do saprólito é evidenciada pela presença de juntas, xistosidade, veios de quartzo e características similares, sem distúrbios (Ollier & Pain, 1996). Bigarella *et al* (1994) definem que essa zona também pode ser designada de elúvio.

Taylor & Eggleton (2001) definem a parte acima do saprólito como “Zona Móvel”, onde as características da rocha de origem são gradualmente destruídas desde o ponto onde ainda pode ser inferido o material de origem até onde estas não são mais distinguíveis. Segundo estes autores as causas dessas mudanças podem ser simplesmente de movimentos gravitacionais da água percolante removendo carga dissolvida e pequenas partículas de

argila, bem como grãos maiores como o quartzo. Podem ainda ser resultante de bioturbação que, além de produzir distúrbios provocados pela escavação de raízes de plantas mobilizando os minerais que estão em sua volta, causam o colapso do saprólito pela ação da atividade da fauna presente no regolito como térmitas e minhocas. Por fim, acrescentam que os ciclos de umedecimento e secagem que causam a expansão e contração do regolito podem mudar sua organização, uma vez que essas podem provocar, nas proximidades da superfície, o rastejo do solo.

Ollier & Pain (1996) assinalam que o material intemperizado do topo do perfil está sujeito a distúrbios por rastejamento, escavação por organismos ou crescimento de raízes de plantas. Onde essa perturbação pode ser distinguida do saprólito esse material pode ser chamado de “zona móvel”. Os autores ainda acrescentam que embora essa zona seja importante, não há um nome geralmente aceito, particularmente porque essa zona pode ser transportada por escoamento superficial, ou pode simplesmente ser reorganizada pela fauna, ou pela combinação de ambos. Por fim, destacam que outros nomes também têm sido sugeridos como “zona ativa”, “zona perturbada” e “zona retrabalhada”.

Thomas (1994) acrescenta que raramente a camada superior do solo é verdadeiramente autóctone, pois exibe muitos sinais de transferência lateral de material, fisicamente e em solução. Os efeitos do deslocamento da superfície e distúrbios dos horizontes superiores do perfil, apesar de serem considerados muito importantes, não se relacionam com o manto saprolítico *in situ*.

Apesar de algumas camadas superiores do perfil serem originadas somente pelo intemperismo, outras podem ser consequência da adição de materiais externos, sendo que as zonas de intemperismo afetam tanto coberturas *in situ* como coberturas transportadas (Ollier & Pain, 1996). Ainda segundo esses autores, no estudo de perfis do regolito torna-se vital a distinção de tais materiais transportados dos materiais resultantes da alteração associada com os processos de intemperismo, ou de horizontes formados pelos processos de formação de solos. Desta forma, esses autores, apesar de reconhecerem como resíduo os materiais alterados localmente que sofreram algum tipo de distúrbio, os separam dos materiais transportados, ou seja, de sedimentos superficiais produtos do transporte pela água, vento, gelo e dos movimentos de massa.

1.3. Formações superficiais colúvias

1.3.1. Terminologia e características gerais

A terminologia empregada na literatura para descrever o termo colúvio é muitas vezes variável e imprecisa, possuindo uma definição pouco rigorosa, tornando-se um termo de denominação geral.

O termo colúvio encontra na literatura geomorfológica diversas definições, nas quais estão embutidas características descritivas e/ou genéticas que diferem segundo o autor. Para Thomas (1994), o termo colúvio é impreciso, podendo se referir tanto ao material quanto ao processo de formação. No entanto, uma característica é fundamental na definição do termo, o transporte do material que lhe dá origem.

Bigarella *et al.* (1994) citam a definição de Plaisance & Cailleux (1958), na qual colúvio, em seu sentido genético, seria constituído por materiais transportados pelo escoamento superficial ao longo da vertente até o seu sopé e destacam que em seu sentido descritivo corresponderia aos materiais que descem a encosta.

Conforme Bigarella *et al.* (1994), a designação colúvio se refere ao material que sofreu deslocamento na vertente, isto é, aquele resultante da movimentação do elúvio. Esses autores restringem o termo aos depósitos onde predominam os movimentos de massa, ressaltando, entretanto, que o termo colúvio *lato sensu* abrange os depósitos formados por processos de movimento de massa e escoamento superficial.

Campy & Macaire (1989) tratam o termo como uma denominação geral para os depósitos de vertentes. Para esses autores os depósitos de vertente têm como fator comum e original a gênese associada à forças gravitacionais, já que estão ligadas ao valor das inclinações e à amplitude do relevo, e enfatizam, segundo vários tipos de depósitos, a predominância de transporte por movimentos de massa ou por escoamento superficial. Esses autores destacam que os colúvios se localizam em diversos níveis nas vertentes, geralmente são heterogêneos, com matriz fina abundante e muito freqüentemente poligênicos, apresentam uma estratificação grossa, descontínua e comumente não apresentam estruturas sedimentares claras.

Fairbridge (1968) explica de forma sucinta e de maneira completa o termo. Para ele colúvio é uma parte do regolito, quer dizer, o manto superficial inconsolidado de fragmentos de rochas e solos na superfície da terra. Especificamente o colúvio é uma parte que consiste de materiais heterogêneos de partículas de qualquer tamanho acumuladas nas partes deprimidas ou base das vertentes. Ele é transportado para lá pela gravidade, por rastejamento em regiões úmidas, por erosão superficial em lençol e fluxos de lama em áreas semi-áridas, e por solifluxão em regiões sujeitas ao congelamento e ao degelo.

Alguns autores consideram que colúvios, em seu sentido genético, são depósitos de materiais que foram transportados por movimentos de massa e/ou por escoamento superficial difuso (Stamp, 1966; Fairbridge, 1968; Bates & Jackson, 1980; Campy & Macaire, 1989; Butt & Zeegers, 1992; Daniels & Hammer, 1992; Thomas, 1994; Bigarella *et al.*, 1994; SSSA, 2005).

Entretanto, outros autores ao descreverem características genéticas do termo restringem-no ao transporte de material somente por ação da gravidade/movimento de massa (Suguio, 1998; Guerra & Guerra, 2001; Taylor & Enggleton 2001; Suertegaray *et al.*, 2003) ou somente por escoamento superficial não concentrado (Strahler & Strahler, 1978; Baulig (1956) e Plaisance & Cailleux (1958), *apud* Bigarella *et al.*, 1994).

As definições utilizadas pela maioria dos autores abordam no termo, além dos aspectos genéticos, aspectos descritivos como posição na vertente onde são geralmente depositados ou características físicas dos materiais como composição e tipo de material (Tab. 1.1). No entanto, alguns autores definem o termo com caráter predominantemente descritivo, a exemplo de Suguio (1998:161) que descreve o termo colúvio como:

“uma designação genérica aplicada a depósitos incoerentes, de aspecto terroso, localizados em vertentes e sopés de relevo mais ou menos acentuados. Tálus e detritos de escarpas, transportados principalmente pela ação da gravidade, podem ser incluídos nesta categoria”.

Tabela 1.1 – Características descritivas e genéticas do termo colúvio segundo diversos autores.

Características na composição do termo	Autores
Posicionamento na vertente	Stamp (1966); Fairbridge (1968); Strahler & Strahler (1978); Bates & Jackson (1980); Campy & Macaire (1989); Daniels & Hammer (1992); Thomas (1994); Bigarella <i>et al.</i> (1994); Suguio (1998); Taylor & Enggleton (2001); Guerra & Guerra (2001); Suertegaray <i>et al.</i> (2003); SSSA (2005).
Características físicas do material	Stamp (1966); Fairbridge (1968); Bates & Jackson (1980); Campy & Macaire (1989); Butt & Zeegers (1992); Daniels & Hammer (1992); Bigarella <i>et al.</i> (1994); Suguio (1998); Taylor & Enggleton (2001); Guerra & Guerra (2001); Suertegaray <i>et al.</i> (2003); SSSA (2005).
Transporte por ação gravitacional/ movimentos de massa	Suguio (1998); Taylor & Enggleton (2001); Guerra & Guerra (2001); Suertegaray <i>et al.</i> (2003).
Transporte por escoamento superficial	Baulig (1956)*; Plaisance & Cailleux (1958)*. Strahler & Strahler (1978);
Transporte por movimentos de massa e/ou escoamento superficial	Stamp (1966); Fairbridge (1968); Bates & Jackson (1980); Campy & Macaire (1989); Butt & Zeegers (1992); Daniels & Hammer (1992); Bigarella <i>et al.</i> (1994); Thomas (1994); SSSA (2005).

* Apud Bigarella *et al.* (1994).

No que diz respeito à formação dos depósitos colúviais, alguns autores também ressaltam a associação dos processos de formação desse tipo de depósito com as condições climáticas atuantes (Fairbridge, 1968) e/ou com mudanças climáticas (Thomas, 1994; Taylor & Enggleton, 2001; Bigarella, 2003). Thomas (1994) destaca que os sedimentos colúviais freqüentemente resultaram de rápida mudança climática ou acumularam em condições de clima seco ou úmido do passado, contudo eles também podem resultar de eventos de alta magnitude com sistema climático contemporâneo com intervalo de tempo pequeno, de 100 a 1000 anos.

O material colúvial pode aparecer distribuído em qualquer nível da vertente, mas aparece mais comumente nas porções inferior e média das vertentes sendo menos espesso quando encontrado nas porções superiores das vertentes (Campy & Macaire, 1989; Bigarella *et al.*, 1994; Bigarella, 2003). Os colúvios mais novos tendem a se situar em níveis topográficos mais baixos que os mais antigos (Bigarella *et al.*, 1994; Bigarella, 2003).

Os depósitos coluviais são comumente associados com formas particulares de vertentes, mais podem se apresentar de maneira indistinta devido à natureza difusa do fluxo de água e dos movimentos de massa (Thomas, 1994). Neste contexto também se tornam importantes as formas côncavas da vertente que proporcionam maior acumulação de materiais em anfiteatros e reentrâncias da topografia (*hollows*).

Segundo Campy & Macaire (1989), os materiais coluviais acumulam-se nas concavidades, sendo que suaves ondulações e ressaltos do relevo são suficientes para acumular material, tendendo a regularizar a topografia.

Moura & Silva (1998) descrevem que a geometria dos anfiteatros com alvéolos (*hollows*) côncavos apresentam corpos coluviais inclinados, convergente para o eixo longitudinal, relacionado ao desenvolvimento de rampas que se coalescem nas reentrâncias. Na Depressão de Gouveia, região investigada neste estudo, Augustin (1994) descreve formas similares com ocorrência de sedimentos com características que demonstram alternâncias de condições ambientais durante sua deposição.

A literatura geomorfológica possui vários termos específicos também associados aos processos de formação dos colúvios. No Brasil, o termo rampa de colúvio foi introduzido por Bigarella & Mousinho (1965) para descrever formas suavemente inclinadas de fundo de vale constituídas por acumulações detríticas provenientes das vertentes que se interdigitam e/ou recobrem depósitos aluviais. Posteriormente essas rampas foram denominadas de rampas colúvio-aluvionares.

O termo “complexos de rampa” ampliou o conceito de rampa de colúvio e colúvio-aluvionar ao reconhecer segmentos erosivos, além das formas deposicionais. Este conceito foi utilizado por Meis & Monteiro (1979, *apud* Moura & Silva, 1998) para identificar as formas côncavas individualizadas, as quais resultam do recuo acelerado das encostas, onde a recorrência de processos erosivos, durante o Quaternário, produziu a formação de uma seqüência de rampas (Moura & Silva, 1998). Estas rampas passam a constituir uma unidade morfológica mais ampla, ligada tanto às atividades deposicionais quanto às atividades erosivas associadas ao processo de coluvionamento. Nesse contexto, Meis & Moura (1984, *apud* Moura & Silva, 1998:158) relatam que os complexos de rampa constituem ambientes formados a partir de “sucessivos episódios de coluviação convergentes em direção ao eixo das paleodepressões do relevo”, envolvendo

retrabalhamentos parciais dos colúvios mais antigos e o reafeiçoamento da topografia. Apesar da dinâmica de evolução dos complexos de rampa pressupor que a erosão e deposição atuam simultaneamente sobre diferentes setores da encosta e em taxas e direções variadas, os segmentos de erosão e deposição não são fixos espacialmente, mas móveis com o tempo (Moura & Silva, 1998).

O uso de critérios para distinção e caracterização das unidades colúvias são largamente utilizados em trabalhos que abordam os depósitos de vertentes, sendo que estes freqüentemente constam de uma caracterização física do material em campo utilizando princípios morfoestratigráficos.

Bigarella *et al.* (1994) atentam para o fato de que freqüentemente o colúvio assenta sobre o elúvio (saprólito) e é freqüentemente separado deste ou de outras seqüências colúvias por um horizonte de seixo representativo de um paleopavimento detrítico. Suguio (1998), ao definir o termo linha de pedra, também se refere ao fato de que estas freqüentemente marcam contato do colúvio e as rochas. Bigarella (2003) complementa relatando que cada unidade dentro de um complexo de rampa é delimitada por superfícies de erosão marcadas às vezes por linhas de pedra, sendo sua distinção também facilitada, em certos casos, pela variação de cor, textura ou pela ocorrência de paleossolos.

Em muitos casos a presença de camadas ou outras características sedimentares em qualquer parte do perfil indica claramente o transporte do material de origem, a menos que essas características sejam herdadas do material de origem, no caso de rochas sedimentares, e preservadas durante o processo de pedogênese (Taylor & Eggleton, 2001). Em alguns casos a composição dos seixos ou fração grossa do solo pode ser comparada à do material de origem. Outras propriedades físicas marcam inconformidades erosivas, como a presença de linhas de pedra revestindo superfícies de erosão e solos antigos parcialmente erodidos que foram revestidos (Daniels & Hammer, 1992; Taylor & Eggleton, 2001).

Thomas (1994) relata que camadas superpostas de colúvio algumas vezes caracterizam baixas vertentes e também vales preenchidos, onde processos aluviais e colúvias podem ter se alternado com freqüência. Nestes casos, em que há uma seqüência colúvio-aluvionar, a distinção é facilitada pelo fato de que os materiais detríticos ao entrarem em contato com os depósitos aluviais recobrem grande parte de depósitos de terraços e de várzea.

1.3.2. Mecanismos de formação dos depósitos coluviais

A formação de depósitos coluviais está ligada diretamente à dinâmica da vertente, que por sua vez é caracterizada por processos de remoção, transporte e deposição gerados por forças gravitacionais. Esses materiais podem então ser transportados ao longo das vertentes através de movimentos de massa, os quais não envolvem ação direta da água, gelo ou vento, embora possam ser influenciados por estes, ou por ação direta de um agente de transporte, no caso específico a água, através do escoamento superficial canalizado ou não-canalizado.

Faniran & Jeje (1983) destacam que as formas mais claras de movimentos de massas em áreas tropicais úmidas são aquelas relacionadas ao rastejamento, deslizamentos, escorregamentos, escorregamentos rotacionais, fluxos de lama ou de detritos e avalanche de detritos. Bigarella (2003) destaca que o principal movimento de massa relacionado à deposição de rampas colúvio-aluvionares no Brasil seria o de solifluxão.

A literatura sobre depósitos de encosta em áreas tropicais revela que muitas vertentes têm experimentado uma sucessão de episódios de erosão e deposição, resultado de períodos de estabilidade e instabilidade relacionados a mudanças climáticas (Faniran & Jeje, 1983, Thomas, 1974, 1994). Dentro dessa perspectiva, na teoria “*k-cycles*”², os depósitos de vertente são tratados estratigraficamente e interpretados em termos de fenômenos periódicos através dos quais as vertentes passariam por fases alternadas de instabilidade e estabilidade resultantes de mudanças climáticas que gerariam fases de erosão e deposição (Young, 1972; Thomas, 1974, 1994). Entretanto, outras interpretações podem ser sugeridas para estes episódios, que podem ocorrer em resposta a atividades neotectônicas (Thomas, 1974, 1994) ou até mesmo a variações espaço-temporais na dinâmica das vertentes (Thomas, 1994; Moura & Silva, 1998).

A forma de deposição desses sedimentos gera opiniões que diferem sobre sua gênese. Enquanto alguns autores descrevem a deposição combinada entre a ação da fauna do solo e movimentos de massa, outros acreditam que ela é resultado do escoamento superficial (Faniran & Jeje, 1983).

² Teoria formulada por Butler (1959, 1967), ver Young (1972).

Normalmente, a distinção entre esses tipos de transporte é de difícil identificação em regiões tropicais úmidas, pois o processo de intemperismo e a pedogênese avançada acaba por destruir possíveis feições características. No entanto, cabe ressaltar que alguns processos possuem características específicas que podem resultar em feições diferentes. Via de regra, os materiais transportados em condições de escoamento superficial geralmente apresentam-se selecionados e, as vezes, estratificados, enquanto os materiais transportados por movimentos de massa não são selecionados, não possuindo grande diferenciação entre os diversos tipos de movimentos além da velocidade relativa do fenômeno.

Thomas (1994) descreve uma diferenciação entre materiais transportados sob condições de escoamento superficial e movimentos de massa relacionados a condições bioclimáticas. Segundo esse autor, circunstâncias em que o clima envolve chuvas em regimes sazonais e a cobertura da vegetação está aberta podem promover transferências sazonais de finas camadas de sedimentos, que aparecem em seção como uma camada distinta, com selecionamento entre materiais finos e grossos. Condições diferentes podem levar a fluxos de lama de material heterogêneo carregado encosta abaixo em um estado viscoso, e posteriormente depositado como um sedimento polimítico desprovido de selecionamento visível ou planos de acamamento (Thomas, 1994). Hutchinson (1968) chama a atenção para o pobre ou nenhum selecionamento do material transportado por fluxos de lama e solifluxão, respectivamente.

O processo de rastejamento é caracterizado por ser um movimento de massa lento e imperceptível. Contudo, algumas características são largamente apresentadas na literatura e podem evidenciar indiretamente a existência desse processo incluindo curvatura de árvores, inclinação de cercas e postes, quebra e/ou deslocamento de muros e fundações, curvaturas de estruturas de rocha ou solos e de veios de quartzo produzindo linhas de pedra (Young 1972; Faniran & Jeje, 1983). Young (1972) chama a atenção para o fato de que a origem das linhas de pedra não está esclarecida, e que portanto, a evidência só pode ser comprovada onde a seção demonstrar sucessivamente um veio de quartzo *in situ* afetado pela curvatura e uma linha de pedra sendo “alimentada” por ele.

O processo de rastejamento é essencialmente um fenômeno que ocorre próximo à superfície, a profundidades de apenas poucos metros. Segundo Hutchinson (1968),

observações sugerem que os movimentos diminuem progressivamente com a profundidade e é marcado na maioria das vezes por uma camada superficial inferior a um metro de espessura. Faniran & Jeje (1983) apontam que, na maioria dos trabalhos em que há medidas disponíveis, esse processo se restringe a profundidades inferiores a um metro. Bigarella (2003) também restringe o processo aos 100 cm superiores do perfil.

Faniran & Jeje (1983) e Thomas (1994) acrescentam que em muitas paisagens tropicais úmidas aparece somente uma camada migratória acima do solo residual, e que usualmente essa camada possui um horizonte superior de material fino sobre uma camada distinta de cascalho marcando a junção com o solo residual.

Faniran & Jeje (1983) relatam que os sedimentos provenientes da ação do escoamento superficial são encontrados em todas as vertentes onde ocorrem camadas de cascalho ou linhas de pedra, exceto onde esses foram removidos pela erosão, sugerindo que os colúvios estratigraficamente assentados sobre estas feições têm sua origem relacionada principalmente ao escoamento pluvial. Contudo, os mesmos autores destacam que as linhas de pedra e os sedimentos que as revestem encontrados por toda região tropical têm sido atribuídos a ação de movimentos de massa, especialmente o rastejamento do solo.

1.4. Formações superficiais de vertentes que recobrem linhas de pedra: contribuição quanto a sua gênese

1.4.1. Teorias e processos relacionados a gênese das linhas de pedra

De acordo com Thomas (1994), nenhuma discussão sobre depósitos superficiais nos trópicos e subtropicais seria completa sem se dedicar um tópico sobre as linhas de pedra. Várias hipóteses sobre sua formação foram formuladas por diversos autores e aparecem em trabalhos compilados na literatura geomorfológica, de forma a resultar em algumas teorias e processos relacionados à formação destas feições (Thomas, 1974,1994; Faniran & Jeje, 1983; Bigarella *et al.*, 1994).

Faniran & Jeje (1983) alertam para o fato de não existir consenso sobre a origem das linhas de pedra. Estes autores apresentam várias teorias para o entendimento de sua gênese. Essas teorias são apresentadas a seguir:

- (i) O conceito de estado de equilíbrio procura demonstrar que as linhas de pedra estão sendo formadas por processos geomorfológicos e pedológicos contemporâneos, sendo o rastejamento do solo o principal processo envolvido. Neste conceito as linhas de pedra marcariam o limite inferior da camada migratória do solo, principalmente onde ocorrem veios de quartzo em maior número nas rochas do local. Em tais áreas, com o intemperismo químico, o rastejamento do solo e o desenvolvimento progressivo das vertentes, os fragmentos de veios de quartzo são incorporados dentro da massa em processo de rastejo e redistribuída como um horizonte no topo do saprólito.

Thomas (1994) apresenta estudos realizados por Moeyersons (1989) que conclui que o rastejamento acelerado e alguns escorregamentos ocorreram ao longo de descontinuidades entre os horizontes dos solos desenvolvidos em profundidades de até 0,5 m sob vertentes com declividade de 25°, e que o escoamento subsuperficial ao longo destas descontinuidades causou a perda do material fino, podendo ter causado a convergência dos fragmentos grossos em direção a essa zona.

- (ii) A teoria do intemperismo residual procura explicar as linhas de pedra como produtos residuais do intemperismo químico. Os produtos da alteração podem ser removidos em solução ou através da percolação subsuperficial vertical ou horizontal, enquanto que minerais como o quartzo, o zircônio, o rutilo entre outros, resistentes ao intemperismo, acumulam-se juntamente com o ferro mobilizado, que se torna oxidado e endurecido com a exposição da superfície do solo. Faniran & Jeje (1983) sugerem que este seria um mecanismo possível para explicar as linhas de pedra nas vertentes das florestas úmidas, onde o modelado do relevo se faz principalmente através da lixiviação e eluviação mecânica.

A esse respeito Lucas *et al.* (1990), em trabalho realizado em solos ferruginosos do planalto da Amazônia, documentam linha de pedra que consiste em nódulos ferruginosos que se formaram *in situ* durante o processo de rebaixamento geoquímico.

- (iii) A teoria da pedoturbação faunística (Faniran & Jeje, 1983; Thomas, 1994) está baseada na hipótese de remoção seletiva das frações finas do solo da

subsuperfície para a superfície pelas térmitas, minhocas e formigas, deixando fragmentos grossos de quartzo na forma de um horizonte distinto (Faniran & Jeje, 1983).

Thomas (1994) destaca que esse argumento se refere a três camadas distintas do solo, em que uma camada de grãos finos (< 2mm) homogeneizada forma, na parte superior do solo, um horizonte mineral que é sustentado por uma camada pedregosa e pelo saprólito logo abaixo. Ele descreve algumas características que tem sido observadas em relação a ação das térmitas: (i) os montes (termiteiras ou cupinzeiros) são construídos de material trazidos da parte inferior da linha de pedra; (ii) galerias de térmitas são observadas abaixo da linha de pedra; (iii) as linhas de pedra são rebaixadas em formações de anfiteatro abaixo dos cupinzeiros; (iv) há uma estreita relação mineralógica com a base rochosa em variados terrenos; (v) a presença de manto de solo em topos de encosta sustentado por uma linha de pedra exclui uma origem coluvial. De acordo com Cailleux (1966) nem sempre estas características são facilmente observáveis devido ao fato de que frequentemente as galerias abandonadas desaparecem pelo remanuseamento e colmatagem.

Ainda com referência ao conceito de pedoturbação faunística, Cailleux (1966) e Lévêque (1969) acreditam que o resultado do transporte ascendente de partículas do solo concentra material grosso, enquanto o material fino levado pela fauna, principalmente as térmitas, recobre-o gradativamente.

Segundo Faniran & Jeje (1983), embora essas três teorias possam explicar a origem de algumas linhas de pedra observadas, elas certamente são inaplicáveis para explicar casos onde estas são compostas de fragmentos de quartzo subarredondado e de cascalhos lateríticos, evidenciando atrito em meio de transporte fluido. Ainda, de acordo com esse autor, essas teorias também não poderiam explicar a presença de linhas de pedra encontradas em profundidades superiores a 2 metros.

Em outra hipótese discutida por Faniran & Jeje (1983), chamada de hipótese reliquial, estes admitem que as linhas de pedra são produto de origem alóctone, sendo atribuída a mudanças climáticas ocorridas entre o Pleistoceno e o Holoceno inferior nos trópicos úmidos. Segundo os autores supracitados essa hipótese possui duas variantes:

- (i) na primeira, acredita-se que durante as fases instáveis (fases áridas) tenha havido o recuo de pequenas escarpas em rochas profundamente alteradas nos vales e vertentes. Os detritos grossos, excessivamente pesados para serem removidos pelas águas, depositaram-se aos pés de cada pequena escarpa em recuo, enquanto que os detritos mais finos eram removidos a maior distância na vertente. À medida que cada pequena escarpa recuava, mais e mais cascalhos eram depositados, coalescendo para formar uma camada contínua sobre o saprólito recentemente truncado. Durante o final do período semi-árido sedimentos mais finos são depositados sobre a camada de cascalho, e nos períodos estáveis subsequentes (períodos úmidos), predominou a pedogênese e, especialmente, a cimentação do material por óxidos de ferro.
- (ii) na segunda, supõe-se que as linhas de pedra teriam sido depositadas sobre um pedimento rochoso durante um período seco e sua deposição teria ocorrido através do selecionamento diferencial por fluxos em lençol sob condições de regime hidrológico desértico, de forma que elas seriam supostamente derivadas diretamente de afloramentos rochosos ou de crostas lateríticas.

Trabalhos como o de Ab'Saber (1966) e Riquier (1969) também apontam para uma gênese alóctone das linhas de pedra. Semelhante a primeira hipótese discutida no parágrafo anterior, Ab'Saber (1966), ao revisar as diferentes hipóteses sugeridas para explicação da origem do horizonte subsuperficial de cascalhos e da camada fina que o recobre, afirma que estas constituem um típico pavimento detrítico, compostos de depósitos de fragmentos e seixos retrabalhados.

Além destas teorias, outras abordagens teóricas são encontradas na literatura, principalmente no que se refere a gênese autóctone das linhas de pedra.

Thomas (1994) associa a formação de linhas de pedra à dinâmica de rebaixamento da superfície. Neste caso, a dinâmica da superfície sem distúrbios na cobertura vegetal permitiria o extensivo rebaixamento do perfil do solo durante uma desnudação prolongada. A acumulação residual (autóctone) de cascalhos no interflúvio e de fragmentos de quartzo angular (não rolado) em vales canalizados poderia ser atribuída a dinâmica do processo de etchplanação (Thomas, 1994). Desta forma, através do processo de intemperismo, a desnudação química e a remoção gradual dos materiais de granulometria fina

(principalmente argilas) causariam o rebaixamento da paisagem sob condições de baixa energia de erosão da superfície sob florestas. Thomas (1994) acrescenta que essas condições de baixa energia favoreceriam também a bioturbação e a recobrimento dos materiais finos na camada superior do solo.

Outra hipótese pouco abordada na literatura também se baseia numa evolução geoquímica do manto de alteração na qual as linhas de pedra seriam de origem autóctone, através do afundamento do material grosso e mais denso – geralmente quartzos advindos de veios pouco intemperizados – em meio viscoso e saturado de água (Laporte, 1962, *apud* Riquier, 1969; Collinet, 1969; Lecomte, 1988, *apud* Butt, 1992). De acordo com Lecomte (1988, *apud* Butt, 1992), sob condições de floresta úmida as linhas de pedra seriam formadas por: (i) re-intemperização pela lixiviação agressiva de um perfil laterítico preexistente decompondo a crosta laterítica e o saprólito produzindo um horizonte inconsolidado argilo-arenoso; (ii) acomodação gravitacional dos fragmentos grossos – predominantemente quartzo, mas incluindo fragmentos de crosta laterítica – acumulando-se como uma linha de pedra próxima à base quimicamente re-intemperizada do horizonte inconsolidado. Laporte (1962, *apud* Riquier, 1969), Collinet (1969) e Butt (1992) sugerem que a atividade das térmitas tem também importante papel na acomodação gravitacional desse material através da homogeneização do perfil.

Apesar de Thomas (1994) não achar que este processo seja efetivo, a perda de volume da parte superior do solo facilitaria o processo. Como ele mesmo descreve, a transformação da rocha em saprólito seria essencialmente isovolumétrica, porém as mudanças que afetam os níveis superiores do perfil podem envolver uma perda de volume de até 70-75%, acompanhado pelo colapso das estruturas originais.

A maioria dos trabalhos sobre a gênese das linhas de pedra que resultaram nessas teorias são invariavelmente descritivos, morfológicos e teóricos. Uma exceção tem sido alguns trabalhos recentes utilizando a concentração de isótopos cosmogênicos ^{10}Be em fragmentos de quartzo para datar a exposição e relacionar os materiais da linha de pedra aos veios de quartzo (Braucher *et al.*, 1998ab, 2004). Utilizando esta técnica no Brasil, Braucher *et al.* (1998b) encontraram linhas de pedra que não tinham associação com veio de quartzo resultando numa origem alóctone que foi atribuída ao escoamento em lençol e posterior deposição coluvial, enquanto a outra conectada ao lado do veio de quartzo, foi considerada

de origem autóctone ou para-autóctone³ – neste caso significando um deslocamento lateral a curta distância por rastejamento – (Braucher *et al.*, 2004).

Thomas (1994), em discussão sobre os impactos de mudanças climáticas na formação das linhas de pedra, apresenta a maioria dos processos de formação possíveis para estas feições e os processos relacionados com o retrabalhamento da cobertura superficial (Tab. 1.2). O autor salienta que os processos listados em A e B (Tab. 1.2) não são necessariamente exclusivos ou seqüenciais, e tais fenômenos são normalmente resultados cumulativos de seqüências complexas de processos em escala de tempo extensas (10^4 - 10^5 anos).

Tabela 1.2 – Processos associados com a formação de linhas de pedra (adaptado de Thomas, 1994).

A. PROCESSOS QUE LEVAM A ACUMULAÇÃO/CONCENTRAÇÃO DE CASCALHO

A/1 Intemperismo da rocha e rebaixamento por perda de solúveis e finos com acumulação residual dos fragmentos maiores

A/2 Transferência para cima dos finos pela fauna do solo com acomodação dos fragmentos pesados (combina com B/1)

A/3 Transferência de massa por rastejamento do solo concentrando quartzo de veios (pode combinar com B/2)

A/4 Perda dos finos por escoamento em lençol e ação de ravinas deixando um revestimento de cascalho

A/5 Perda dos finos via macroporos e descontinuidades de horizontes

A/6 Retração de pequenas escarpas (freqüentemente em ferricrete) deixando um revestimento de cascalho

A/7 Formação de voçoroca com deposição de cascalhos em canais

B. PROCESSOS ASSOCIADOS COM RETRABALHAMENTO DA COBERTURA PEDOLÓGICA

B/1 Ação da fauna do solo, especialmente pelas térmitas (combina com A/2)

B/2 Transferência de massa da camada superior do solo por rastejamento, colúviação, escorregamentos (rastejamento combina com A/3)

B/3 Inundação e acumulação dos sedimentos finos

B/4 Fluxo em lençol e acumulação de finos

Cabe ressaltar que a origem alóctone ou autóctone das linhas de pedra pode não possuir relação genética semelhante em relação ao material que as recobrem, implicando portanto, em algumas possibilidades:

³ Termo utilizado para transporte mecânico de materiais na escala da unidade topográfica, ou seja, a curta distância.

- (i) as linhas de pedra de origem alóctone podem apresentar material sobrejacente originado por coluvionamento, inclusive o rastejamento do solo;
- (ii) as linhas de pedra de origem alóctone podem ter também uma cobertura autóctone, neste caso pela ação das térmitas;
- (iii) as linhas de pedra consideradas autóctones podem ter também uma origem autóctone para o material que as recobrem, como no caso da pedoturbação faunística, e do intemperismo residual (Faniran & Jeje, 1983), ou na acomodação pelo afundamento gravitacional do material grosso no perfil (Laporte, 1962, *apud* Riquier, 1969, Collinet, 1969);
- (iv) e as linhas de pedra consideradas autóctones podem apresentar uma origem alóctone do material que as recobrem, como no caso da dinâmica do rebaixamento da superfície (Thomas, 1994), e pela ação das térmitas associadas a processos de coluvionamento (Cailleux, 1966).

Desta forma, o simples reconhecimento da gênese das linhas de pedra não indica necessariamente a origem do material do solo que a recobre.

Embora muitas teorias procurem explicar a gênese das linhas de pedra, seria um erro acreditar que somente uma pudesse ser utilizada na interpretação destas feições nos mais variados ambientes (Bigarella *et al.*, 1994). Seria então razoável observar as características regionais e até mesmo locais na interpretação, bem como a possível ação justaposta com outros processos que pudessem produzir estas feições.

1.4.2. Formações superficiais de vertentes sobrepostas à linhas de pedra

Como dito no tópico anterior, os materiais detríticos finos que recobrem as linhas de pedra podem não ter a mesma origem destas. A maioria dos autores procura explicar conjuntamente os processos de gênese destas duas camadas, entretanto, aqui elas são tratadas separadamente, porém, com hipóteses semelhantes sobre sua gênese. Apesar de possível em determinados tipos de ambientes, a origem de deposição pelo vento não será tratada aqui.

1.4.2.1. A ação da fauna do solo

Vários autores dão grande importância para a ação da fauna do solo. Alguns deles atribuem a origem da cobertura superficial em função principalmente da ação das térmitas, sugerindo um desenvolvimento autóctone do perfil. No entanto, alguns autores acreditam que há algum transporte do material fino advindo dos termiteiros.

Lévêque (1969) atribui a formação da camada superior do solo pela ação da fauna do solo, especialmente as térmitas, que retira o material da camada abaixo do nível de elementos grossos e os leva para superfície, apresentando então graus de relação com o material situado abaixo do nível de elementos grossos. Este autor não afasta a hipótese de um transporte lateral muito fraco (movimento do material liberado pela destruição dos termiteiros) e por isso não considera que todos os perfis sejam desenvolvidos *in situ*, pelo sentido restritivo do termo, e sim autóctones.

Faniran & Jeje (1983) relatam que Nye (1955) e Willians (1968), entre outros, são a favor da teoria de que essa cobertura é formada por sedimentos derivados da quebra dos termiteiros, do transporte e deposição destes sedimentos. Segundo Faniran & Jeje (1983), a hipótese de recobrimento pela ação da fauna do solo provavelmente explicaria a presença de uma cobertura sobre linha de pedra em interflúvios.

Cailleux (1966) propõe que a cobertura de material fino poderia ter sido formada pela triagem de terra fina para cima pelos cupins, associando o material sobreposto a sucessivos eventos de erosão dos cupinzeiros abandonados, que forneceriam materiais a ser espalhados em terrenos circunvizinhos. A esse respeito Thomas (1994) também relata o espalhamento do material fino pela rápida erosão dos cupinzeiros abandonados.

Tem-se, portanto, para alguns autores, uma posição intermediária que aponta para uma gênese destas coberturas em função principalmente do papel das térmitas, no fornecimento de materiais finos da cobertura e secundariamente ao coluvionamento que encarrega-se, em graus diversos, de acordo com a posição topográfica, de distribuir estes na vertente.

1.4.2.2. O afundamento gravitacional do material grosso através do perfil

Esse processo de formação do material de cobertura sobreposta às linhas de pedra não pode ser separado da gênese destas, à medida que a formação da cobertura fina ocorre em função do afundamento do material grosso que as compõe, como explicado no tópico anterior.

Laporte (1962, *apud* Riquier, 1969) sugere que as coberturas sobre linhas de pedra seriam formadas *in situ* e, portanto, as linhas de pedra situadas na base dessas coberturas seriam produtos do afundamento de fragmentos grossos, proporcionado pela ação da gravidade e facilitado pela ação biológica.

Collinet (1969) sugere que o material de cobertura teria se formado *in situ* tendo a mesma origem das linhas de pedra, ou seja, elas se desenvolveriam no lugar durante o afundamento do material grosso através do perfil. Segundo esse autor esse processo seria permitido pelo avanço de uma “frente de desestruturação” atribuída a ação da água percolante, ou outro processo, não reconhecido naquela ocasião, que poderia acarretar numa perda da estrutura original do material de alteração.

Bigarella *et al.* (1994) consideram a possibilidade do afundamento gravitacional dentro de uma massa semifluida relacionada às linhas de pedra sem contato abrupto com a unidade inferior e com grande quantidade de matriz entre os fenoclastos. Entretanto, esses autores ressaltam que esta possibilidade se refere a movimentos de massa do colúvio superior saturado de água, que promoveria a concentração do material grosso englobado na massa coluvial sobre uma superfície de escorregamento.

1.4.2.3. Os processos de coluvionamento

A maioria dos autores acredita que os materiais de cobertura que assentam sobre linhas de pedra são de origem coluvial. As considerações feitas por eles apontam para a mesma gênese destas camadas, sem implicar, no entanto, que a deposição destas tenham como causa processos simultâneos.

Riquier (1969) acredita que o material de cobertura é produto de períodos de erosão e coluvionamento e que a linha de pedra marca uma descontinuidade entre um material *in*

situ e um material homogeneizado e alóctone, mesmo se este apenas sofreu um pequeno deslocamento. Segundo este autor uma aloctonia por uma curta distância pode ser mal interpretada como autoctonia acompanhada por homogeneização.

Thomas (1974) considera que embora haja controvérsia na formação das linhas de pedras, há algum entendimento de que a camada superior, fina, tem que ser de um modo geral de origem coluvial. Esse autor sugere que superfícies inclinadas, onde há forte rastejamento do solo, poderiam ser responsáveis pelo colapso e redistribuição de fragmentos de quartzo originados de veios não intemperizados.

Thomas (1974) cita trabalhos realizados por Nye (1954,1955) que se referem à importância do rastejamento na formação do solo. Nye divide o solo em duas camadas, uma sedentária ou não migratória e outra que ele chama de horizonte de rastejamento ou camada migratória. Na base da camada migratória há, comumente, a presença de linha de pedra que é compreendida por fragmentos angulares de veios de quartzo, mas que podem conter materiais ferruginosos e seixos rolados.

Riquier (1969) sugere que o processo de coluvionamento pode ocorrer principalmente pelo rastejamento dos elementos sólidos por gravidade, ou pelo processo de contribuição sucessiva pela água de escoamento, em pequenas coberturas de elementos finos a arenosos, sendo estas contribuições contidas pela vegetação ou aceleradas pela ausência de vegetação. Segundo esse autor, a erosão por escoamento em lençol provoca a deposição dos elementos finos entre uma rede de elementos grossos, por conseguinte dentro e sobre a linha de pedra. O material carregado pelo escoamento pode ser contido pela vegetação ou uma mudança de inclinação, depositando elementos primeiro dentro da linha de pedra e posteriormente acima desta, formando pouco a pouco, a partir da parte inferior da colina, uma cobertura contínua bastante homogênea.

Uma explicação mais diversificada é proposta por Bourgeat & Petit (1966), que distinguem duas unidades geomorfológicas em suas pesquisas: os níveis locais de aplanamento e as vertentes, sobre as quais os argumentos são apresentados. Os autores admitem para os níveis de aplanamento duas possibilidades localmente válidas: a alimentação do horizonte superior pelo transporte de matéria a partir dos relevos locais atualmente rebaixados ou a intervenção da fauna. Com relação à vertente os autores sugerem um coluvionamento que,

segundo eles, ocorreria durante fase de estação seca marcada (talvez mesmo sob vegetação florestal) sob ação do rastejamento.

De acordo com Bigarella *et al.* (1994), alguns autores como Fölster (1969) e Rhodenburg (1969) consideram os sedimentos encontrados nas vertentes como materiais remanescentes, originados durante fases climáticas instáveis (secas ou áridas), e que a deposição provavelmente ocorreu após o transporte e deposição da camada de cascalho, quando possivelmente a superfície encontrava-se recoberta por uma vegetação mais densa que permitia ainda a erosão laminar da superfície a montante. Segundo Faniran & Jeje (1983), Ruhe (1956) não faz tais distinções como Fölster e atribui a deposição dos sedimentos ao selecionamento através da ação do escoamento superficial em pedimentos recentes. Próximo à escarpa do pedimento são depositados os detritos grossos enquanto os sedimentos finos são depositados vertente abaixo, recobrando os sedimentos mais grossos colocados inicialmente perto da escarpa em retração.

No Brasil a maioria dos autores atribui ao processo de coluvionamento a cobertura estratigraficamente posicionada sobre as linhas de pedra (Ab'Saber, 1966; Mousinho & Bigarella, 1965; Penteadó, 1969; Saadi & Valadão, 1987; Carmo *et al.*, 1999).

Ab'Saber (1966) ao rever diferentes hipóteses sugeridas por vários autores para a explicação da origem do horizonte de cascalho e da camada detrítica fina que o recobre, chega a conclusão de que esta cobertura está inteiramente ligada com a umidificação do clima, posterior a fase semi-árida que criou o pavimento detrítico. A umidificação do clima proporcionou a decomposição das elevações acima dos leitos detríticos, sendo que os núcleos de alteração mais pronunciada forneceram o material fino siltico-argiloso e arenoso recobrando e fossilizando, gradualmente, por coluvionamento e “lençóis d'água lamacentos” a camada de fragmentos grossos.

Dados estratigráficos utilizados na identificação desse tipo de cobertura apresentam, algumas vezes, resultados que contribuem para o reconhecimento da origem do material e, têm sido utilizados para sua interpretação durante várias décadas, como atestado por Moura & Silva (1998).

Nesse sentido, Bigarella *et al.* (1994), baseados em trabalhos de Miller (1968) e Penteadó (1969), descrevem a existência de três níveis de linhas de pedra separados entre si por

colúvios na região de Rio Claro/SP, representando três horizontes distintos onde foram encontrados artefatos de antigas culturas humanas.

Saadi & Valadão (1987), por sua vez, concluem com base em algumas seqüências coluvionares que, na Depressão de Gouveia, área investigada neste estudo, apesar das variações locais, existe um gradiente granulométrico do topo para base das rampas de colúvio que seria resultante do papel do escoamento intermitente e do *splash* nos processos de coluvionamento.

Assim como em Gouveia, Carmo *et al.* (1999), investigando depósitos Terciários-Pleistocênicos em áreas deprimidas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul e Médio Vale do Rio Doce, relatam a ocorrência de linhas de pedra relacionadas a processos sedimentares que definem descontinuidades erosivas que separam as unidades colúvias profundamente intemperizadas e os depósitos aluviais.

1.5. Geoquímica das formações superficiais: produtos do intemperismo e mobilidade geoquímica de elementos no manto de intemperismo

Como discutido anteriormente, os materiais que compõem as formações superficiais são produto do intemperismo da rocha exposta à condições ambientais diferentes daquelas em que foi formada (Birkeland, 1984; Ollier & Pain, 1996).

As mudanças que ocorrem durante o intemperismo químico levam à alteração dos minerais das rochas através de complexas e variadas reações químicas que dependem das composições químicas e mineralógicas do material de origem e de condições do intemperismo, como a química da água que se move através do perfil (Birkeland, 1984; Bigarella *et al.*, 1994). Dentre as várias reações químicas envolvidas no intemperismo destacam-se a dissolução, hidratação, hidrólise, oxidação e redução, resultantes de atividades inorgânicas e/ou orgânicas (Bigarella *et al.*, 1994).

Os materiais decompostos através do intemperismo são removidos do sistema por lixiviação ou reagem com outros constituintes formando uma variedade de produtos cristalinos e amorfos. Segundo Birkeland (1984) os produtos de reações mais comumente observados são os minerais de argila e oxi-hidróxidos de alumínio e ferro.

Geralmente os compostos químicos liberados dos minerais apresentam-se estabilizados na forma de compostos insolúveis ou solúveis no caso daqueles com baixo potencial iônico (Birkeland, 1984; Paton, 1978; Bigarella *et al.*, 1994 Thornber, 1992). Os elementos podem então estar em solução como um cátion, ânion ou uma espécie neutra, dependendo do estado de oxidação imposto por condições ambientais ligadas à posição do nível freático (Thornber, 1992).

Bigarella *et al.* (1994) demonstram que o potencial iônico explica porque determinados elementos são insolúveis e outros são solúveis. Cada íon caracteriza-se pela sua carga elétrica e pelo seu raio iônico, sendo a relação entre a carga e o raio designada potencial iônico. Assim, os elementos que possuem baixo potencial iônico permanecem em solução durante o intemperismo, os elementos com potencial iônico intermediário são precipitados por hidrólise formando óxidos insolúveis, enquanto os elementos com potencial iônico maior formam ânions complexos com oxigênio, os quais são solúveis. Segundo Paton (1978) a relativa imobilidade do grupo dos hidróxidos insolúveis explica o relativo enriquecimento de massas residuais em alumínio e ferro férrico.

Segundo Birkeland (1984) esse comportamento pode ser explicado como resultado da atração do íon em solução pelo íon de oxigênio (O) da molécula de água (H₂O). De acordo com esse autor, se a atração do íon pelo O²⁻ é fraca, os íons se mantêm em solução cercado por moléculas de H₂O. Se, entretanto, a atração do íon de O²⁻ é comparável à atração do H⁺ pelo O²⁻, um H⁺ da molécula de água é expelido e o íon é precipitado como um hidróxido.

Paton (1978) e Levinson (1980), entre outros autores, dividem os elementos em três grupos de acordo com o potencial iônico e solubilidade, nos quais os grupos dos cátions e complexos aniônicos são solúveis, enquanto o grupo dos oxi-hidróxidos é insolúvel (Fig. 1.3).

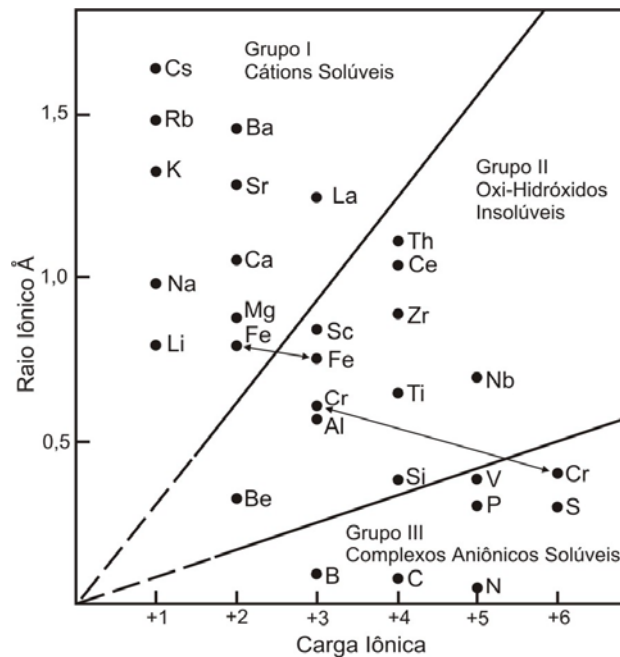


Figura 1.3 – Agrupamentos geoquímicos de elementos de potencial iônico semelhante em função do estado de oxidação possível em condições naturais de intemperismo. (Compilado de Paton, 1978 e Thornber, 1992).

Levinson (1980) salienta que as condições de pH, Eh, formações de complexos e outros fatores devem ser considerados, pois alguns elementos podem se solubilizar dependendo dessas condições. Alguns grupos geoquímicos que têm sua solubilidade influenciada pelo estado de oxidação dos elementos dependente da variação do Eh (Potencial de oxirredução), como no caso do ferro, cromo e manganês que se tornam solúveis dependendo de seus estados de oxidação (Paton, 1978; Bigarella *et al.*, 1994; Thornber, 1992).

Thornber (1992) divide os elementos em cinco grupos com base em fatores que controlam sua solubilidade: ânions, cátions, óxidos insolúveis, elementos que variam o estado de oxidação e os metais. Esse autor explicita a importância do pH na solubilidade de cátions, hidróxidos precipitados e ânions, destacando que os cátions são mais móveis a baixo pH, os ânions são mais móveis em pH alto, enquanto os elementos insolúveis podem se solubilizar dependendo das condições do pH, sendo dissolvidos na forma de cátions em ambientes ácidos e ânions em ambientes alcalinos. No entanto, valores médios de pH, encontrados em condições naturais de intemperismo, favorecem a precipitação de óxidos e hidróxidos insolúveis.

Segundo Thornber (1992), a mobilidade dos elementos durante o intemperismo depende, sobretudo, do controle de solubilidade em soluções aquosas, tendo em vista as quantidades de outras espécies dissolvidas (cátions, ânions e materiais orgânicos), da interação entre

essas soluções e as superfícies complexas dos minerais primários e secundários. Assim, os vários elementos residuais do intemperismo podem ficar retidos dentro da estrutura cristalina do mineral, confinados entre camadas de minerais secundários ou ligados a superfícies dos minerais, sendo o equilíbrio entre essas formas de retenção dependentes do balanço entre as concentrações dos elementos dissolvidos.

Butt *et al.* (2000) apresentam sumário que mostra a distribuição dos elementos de acordo com sua lixiviação e retenção durante o intemperismo e a transformação dos minerais (Tab. 1.3). Esses autores ressaltam, contudo, que esse sumário é uma simplificação e que, portanto, tem que ser notado que nenhum mineral é inteiramente inalterado pelo intemperismo, nenhum elemento é inteiramente lixiviado de qualquer horizonte do regolito e que nenhum elemento é inteiramente imóvel.

Tabela 1.3 – Mobilidade dos elementos durante o intemperismo (Adaptado de Butt *et al.*, 2000).

Mobilidade sob condições predominantemente úmidas		
Minerais que contêm os elementos	Lixiviados	Parcialmente retidos em minerais secundários
<i>Liberados na frente de intemperismo</i>		
Sulfetos	As, Au, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Zn, S	As, Cu, Ni, Pb, Sb, Zn (óxidos de Fe; sulfatos, arsenatos, carbonatos, alunita–jarosita)
Carbonatos	Ca, Mg, Fe, Mn, Sr	
<i>Liberados no saprólito inferior</i>		
Aluminosilicatos	Ca, Cs, K, Na, Rb	Si, Al (caulinita); Ba (barita)
Ferromagnesianos (piroxênio, olivina, anfibólios, clorita, biotita)	Ca, Mg	Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn, Ti, V (óxidos de Fe e Mn)
<i>Liberados no saprólito superior</i>		
Aluminosilicatos (muscovita)	Cs, K, Rb	Si, Al (caulinita)
Ferromagnesianos (clorita, talco, anfibólio)	Mg, Li	Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn Ni, Ti, (óxidos de Fe)
Esmectitas	Ca, Mg, Na,	Si, Al (caulinita)
<i>Liberados nas zonas mosqueada e ferruginosa</i>		
Aluminosilicatos (muscovita, caulinita)	K, Rb, Cs	Si, Al (caulinita)
Óxidos de Fe; ouro	Elementos traço; Au	
<i>Retidos em minerais estáveis</i>		
B, Cr, Fe, Hf, K, Nb, Rb, REE, Th, Ti, V, W, Zr, Au		

Autores como Taylor & Enggleton (2001) e Thornber (1992) chamam atenção para o fato de que elementos insolúveis podem ter certa mobilidade como partícula coloidal, ou seja, através dos argilominerais. Como exemplo, Taylor & Enggleton (2001) citam que o titânio, considerado imóvel, pode se movimentar como partícula coloidal como anatásio, mineral secundário formado pela precipitação do titânio. Paton (1978) afirma que a sílica e

alumínio são imóveis, podendo se mover somente sobre curtas distâncias como partículas coloidais. Uma pequena quantidade de sílica, na forma de H_4SiO_4 , pode se mover sobre grandes distâncias. Entretanto, Paton sugere que o ferro, em áreas da superfície altamente oxigenadas sobre a forma férrica Fe^{3+} , é altamente imóvel e inerte.

Os produtos residuais do intemperismo comumente encontrados no solo são os minerais de argila e os oxi-hidróxidos. Segundo Birkeland (1984), o tipo de argilomineral que pode ser formado no solo depende do balanço do conteúdo de sílica, do tipo e concentração de cátions presente em solução, do pH do solo e do grau de lixiviação. Como os cátions comuns no solo têm mobilidade relativamente muito maior que o ferro e o alumínio, estes últimos se mantêm no solo por precipitação como óxidos e hidróxidos e podem reagir com a sílica, dependendo da sua concentração, para formação de novos minerais de argila.

Os produtos residuais do intemperismo que não são afetados significativamente pelo processo de intemperismo são agrupados comumente sob forma de minerais resistentes ou resistatos. Além do quartzo, Taylor & Enggleton (2001) destacam outros minerais resistentes que ocorrem como componentes traço na rocha de origem, mas que são concentrados por depleção durante o processo de intemperismo. Os mais comuns são o zircão, rutilo, ilmenita, anatásio, granada, magnetita (e outros espinélios), turmalina e monazita. Alguns minerais podem ser ainda intemperizados em fases secundárias como, por exemplo, a hematita, goethita, gibsitita e anatásio que são mais estáveis em condições de alteração superficial, se mantendo também como minerais resistentes.

Desta forma, os produtos da alteração que ficam retidos no manto de intemperismo podem ser divididos em três grandes grupos: (i) minerais residuais principais, cuja resistência está ligada ao tipo de material de origem e a posição no perfil de intemperismo; (ii) minerais neoformados; e (iii) minerais resistentes secundários (Taylor & Enggleton, 2001). A tabela 1.4 sumariza os minerais que contêm elementos selecionados neste estudo de acordo com sua distribuição no manto de intemperismo.

Tabela 1.4 – Distribuição dos elementos nos minerais de acordo com seu papel em rochas e no regolito (Adaptado de Taylor & Enggleton, 2001).

	Em rochas como		No regolito como	
	Elementos principais	Elementos traço	Elementos principais	Elementos traço
Na	Plagioclásio, zeólitas		Halita	
Mg	Olivina, granada, piroxênio, anfibólio, biotita, clorita		Esmectita	
Al	Feldspato, mica, zeólitas, clorita		Caulinita, esmectita, ilita, halloysita, gibsita, amorfos, alunita	
Si	Todos os silicatos		Todos os silicatos	
K	Mica, K-feldspato		Ilita, jarosita, alunita	
Ca	Plagioclásio, anfibólio, piroxênio		Calcita, gipsita	
Ti	Ilmenita, rutilo, titanita	Granada, piroxênio, anfibólio, biotita	Anatásio, ilmenita, rutilo	
Mn		Fe-silicatos, ilmenita, magnetita	Pirolusita, birnessita	
P	Apatita, monazita		Apatita, monazita	Goethita
Fe	Olivina, piroxênio, anfibólio, biotita, clorita		Goethita, hematita, ferridrita	
Zr	Zircão, Baddeleyita		Zircão, Baddeleyita	

1.6. Assinatura Geoquímica na Caracterização do Manto de Intemperismo: identificação de materiais transportados

Diversas técnicas de análises químicas e índices têm sido utilizadas na caracterização da evolução de mantos de intemperismo.

Segundo Taylor & Enggleton (2001), as associações entre elementos marcadores e a mineralogia do regolito resultam em uma distribuição geoquímica dentro do perfil de intemperismo em vários ambientes, tendo cada um destes ambientes uma característica mineralógica, e conseqüentemente, uma assinatura geoquímica.

Butt *et al.* (2000) apresentam de forma simplificada uma seqüência da evolução do manto de intemperismo em zonas tropicais, mostrando, conseqüentemente, a evolução geoquímica dos materiais.

Na parte inferior do saprólito o processo de intemperismo causa a destruição de feldspatos e minerais ferromagnesianos. Na e Ca são lixiviados de forma que Si e Al ficam retidos como caulinita e halloysita, sendo que esmectitas podem ser produtos intermediários. Na parte média e superior do saprólito ocorre a alteração de todos os minerais, mas a maioria dos minerais primários resistentes se mantém, enquanto minerais secundários menos

estáveis, como as esmectitas, são alteradas. Taylor & Enggleton (2001) acrescentam que, por definição, a parte superior do saprólito mantém a estrutura do material de origem, contudo, poucos minerais primários se mantêm inalterados.

A maioria dos minerais primários maiores remanescentes, exceto o quartzo, são comumente destruídos na parte superior do perfil logo acima do saprólito. A principal característica dessa zona é a predominância da Si, Al e Fe, na forma de caulinita, quartzo e óxidos de ferro (hematita e goethita) e gibsitita. As distribuições de vários elementos menores e traços são controlados totalmente ou em parte por esses elementos maiores devido a substituição ou co-precipitação. Assim, o cromo, entre outros elementos, tende a se acumular com óxidos de ferro e é derivado principalmente de minerais ferromanganesianos, sendo também associado com caulinita neoformada (Butt *et al.*, 2000).

Muitos elementos “imóveis” também tendem a concentrar com óxidos de ferro em horizontes lateríticos embora, para a maioria, interações químicas não são envolvidas. Assim as distribuições de Cr, K, Zr, Ti entre outros se relacionam totalmente, ou em parte, às suas inércias durante o intemperismo, a qual ocorre devido às suas imobilidades químicas relativas (ex: Ti) e/ou à estabilidade de seus minerais primários e/ou secundários que os contêm (ex: Zr no zircão; Ti no rutilo e anatásio; Cr na Cromita; K na muscovita) (Butt *et al.*, 2000).

A abundância destes elementos tende a crescer em direção a parte superior do perfil devido à gradual perda de outros componentes, que marcam acumulação no resíduo, dentro do qual uma dispersão lateral pode ocorrer por ação de coluvionamento durante o curso da evolução do perfil (Butt *et al.*, 2000). Taylor & Enggleton (2001) salientam que os produtos residuais do intemperismo contêm, progressivamente, grande proporção de cada mineral da rocha de origem em profundidade no perfil. Em virtude disso, em muitas paisagens em que há alguma erosão na superfície, a quantidade absoluta de qualquer mineral residual particular pode crescer na parte inferior ou superior do perfil, mas a variedade desses minerais residuais geralmente decresce na sua parte superior.

Essa distribuição dos materiais está baseada no fato de que os depósitos residuais são produtos do intemperismo diferencial e da lixiviação, responsáveis pela remoção de elementos relativamente mais solúveis do perfil de intemperismo, deixando os elementos

de mais baixa mobilidade (Birkeland, 1984; McFarlane *et al.*, 1994; Taylor & Enggleton, 2001; Friedrich *et al.*, 1992). Desta forma, a tendência de acumulação ou depleção de uma curva dos elementos “imóveis” pode seguir um padrão normal – que seria dada pela seqüência normal de intemperismo – ou inverso ao comportamento esperado ao longo do perfil – em casos onde houve dispersão lateral do material –, considerando que as descontinuidades podem interromper tendências dentro das curvas de concentração, produzindo variações bruscas em seu comportamento.

Taylor & Enggleton (2001) destacam que as propriedades mineralógicas e químicas são comumente utilizadas para determinar a natureza do material de origem do solo e se ele é *in situ*, transportado ou misto. Esses autores explicam que em solos desenvolvidos sobre material de rochas ígneas ou metamórficas são geralmente enriquecidos de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e SiO_2 em relação ao material parental.

Taylor & Enggleton (2001) e Resende *et al.* (2002) destacam que uma curva de distribuição de espécies minerais resistentes – ou elementos químicos que os represente –, que se apresenta suave e contínua deve indicar um intemperismo gradativo, enquanto que bruscas variações devem indicar diferenças no material de origem ou diferentes fases de deposição, caso o material seja transportado. Porém, estes autores ressaltam que as curvas indicam, mas não provam, se as diferenças encontradas são devido ao intemperismo ou às diferenças no material de origem, podendo reproduzir variações morfológicas. Taylor & Enggleton (2001) complementam essa colocação ao exporem que, ao considerar-se uma acumulação absoluta ou relativa ou depleção de certos elementos, tem que se assumir que há alguns minerais que permanecem inalterados durante o intemperismo. Contudo, em determinadas condições, elementos como Zr e o Ti, considerados os mais inertes durante o intemperismo, podem se mobilizar.

Para eliminação das inferências errôneas a que podem levar essas proposições, a relação entre os elementos relativamente imóveis como o titânio, zircônio, dentre outros, pode ser utilizada (Taylor & Enggleton, 2001). A relação entre os minerais portadores dos elementos imóveis tende a se apresentar mais constante ao longo do perfil, mesmo naqueles em condições de descontinuidade provocadas pela pedogênese e pelo intemperismo (Resende *et al.*, 2002).

Associados à composição química dos elementos menos móveis, os minerais pesados também são utilizados na identificação da gênese do material, à medida que muitos deles tendem a se conservar durante o intemperismo. Assim, esses minerais são utilizados para demonstrar se os solos foram formados de material de origem *in situ* ou uniforme em oposição a um material de origem mista (Taylor & Enggleton, 2001).

De acordo com Taylor & Enggleton (2001), a maioria dos minerais resistentes é mais densa que muitos minerais silicatados e minerais neoformados. Os minerais pesados por ter alto peso específico tendem a concentrar como lentes e camadas à medida que eles são erodidos, transportados, selecionados e depositados.

Segundo Friedrich *et al.* (1992), o grau de intemperismo de minerais pesados geralmente aumenta da parte inferior para a parte superior do perfil *in situ* e a mistura de grãos fortemente intemperizados e menos intemperizados de uma espécie de mineral também pode indicar retrabalhamento e transporte.

Neste contexto, vários trabalhos têm utilizado técnicas geoquímicas para a caracterização de formações superficiais e identificação da gênese de seus materiais, sobretudo na identificação de materiais transportados como as unidades colúviais, nas quais elementos considerados geoquimicamente “imóveis” e relações derivadas desses são largamente utilizados (Perez Filho *et al.*, 1983; Wells *et al.*, 1990; Friedrich *et al.* 1992; Luz *et al.*, 1992; Costa *et al.*, 1999; Porto, 1999; Cooper *et al.* 2002; Oliveira & Jimenez-Rueda, 2002; Tonui *et al.*, 2003; Brown *et al.*, 2004a).

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA INVESTIGADA

2.1. Caracterização regional: a Depressão de Gouveia

2.1.1. Localização

O município de Gouveia- MG está localizado na Serra do Espinhaço Meridional e sua sede está localizada entre as coordenadas $43^{\circ} 44' 30''$ oeste e $18^{\circ} 27' 17''$ sul (Fig. 2.1). O Município localiza-se cerca de 250 Km à Norte de Belo Horizonte, sendo o acesso feito através da BR-040 de Belo Horizonte a Paraopeba, BR-135 de Paraopeba a Curvelo e BR-259 de Curvelo a Gouveia (Fig. 2.1).

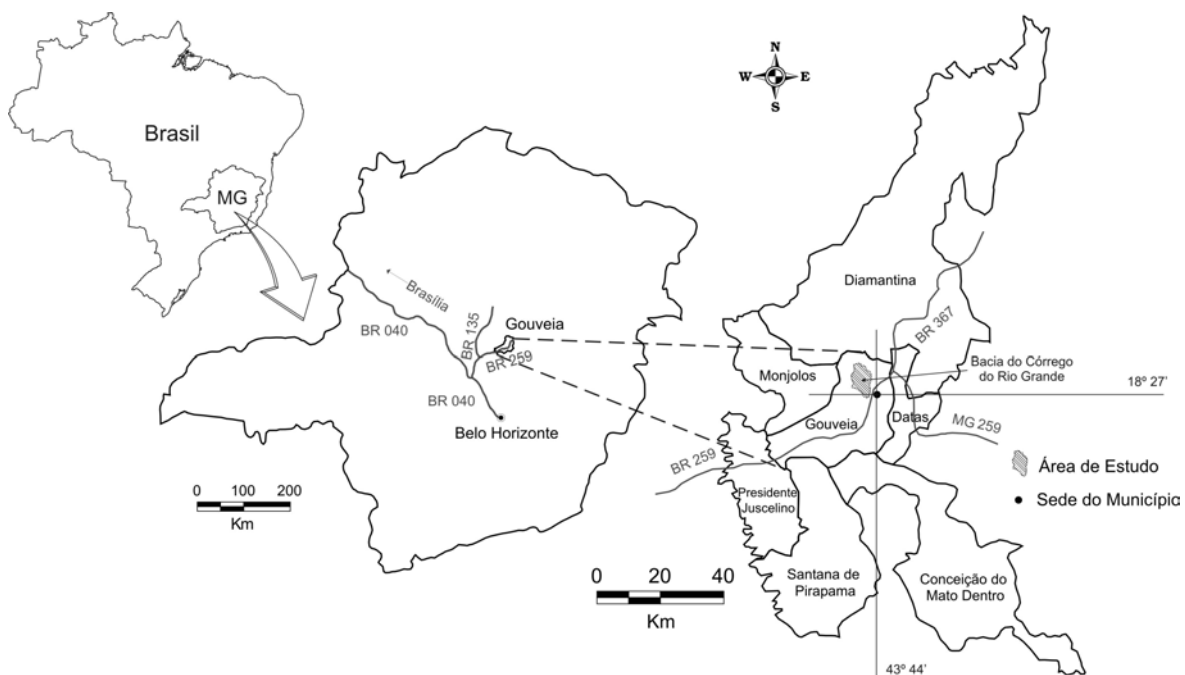


Figura 2.1 – Localização do município de Gouveia em Minas Gerais e municípios limítrofes.

2.1.2. Geologia

A Depressão de Gouveia está inserida geologicamente na Serra do Espinhaço Meridional e apresenta grande parte de sua área sobre litologias do embasamento cristalino.

A Serra do Espinhaço Meridional é composta por três grandes conjuntos tectono-estratigráficos: o Complexo Basal e os Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço (Fig. 2.2) (Almeida-Abreu, 1995).

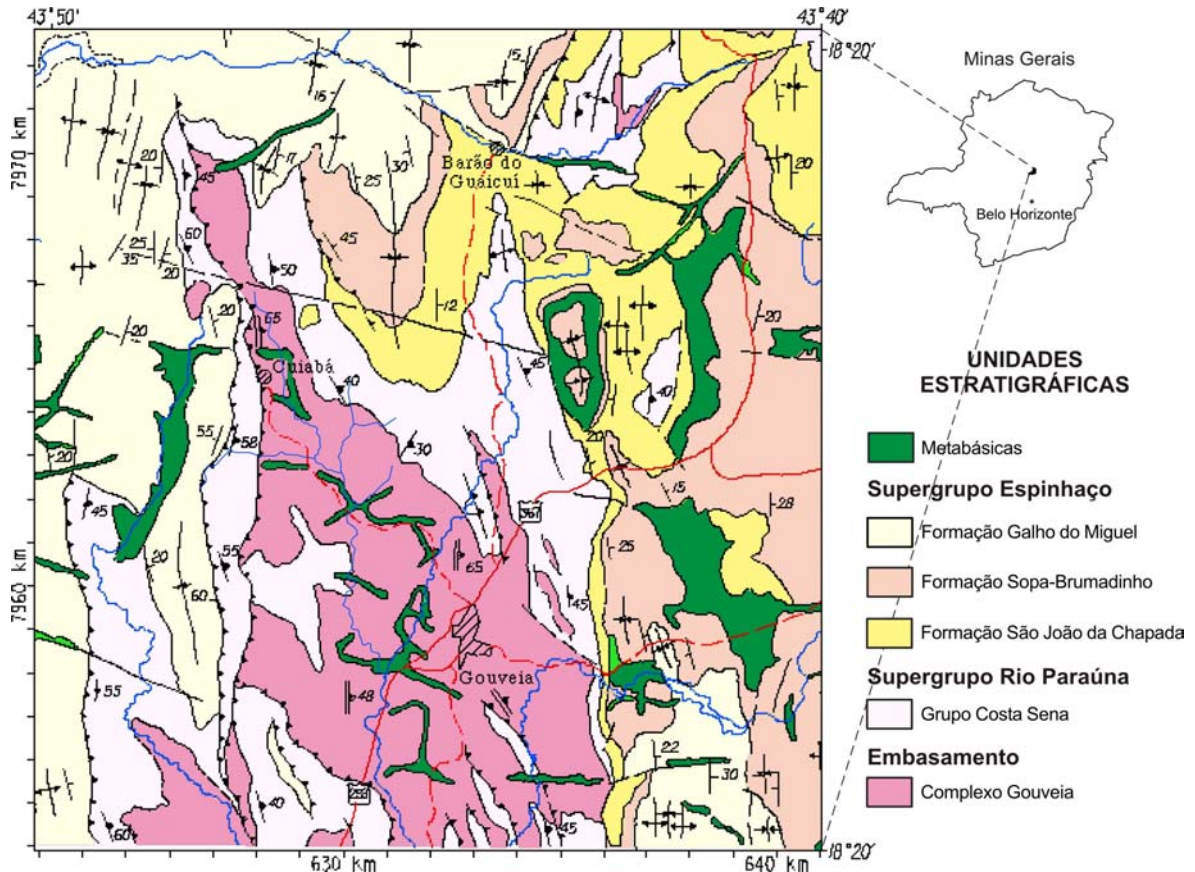


Figura 2.2 – Mapa geológico da região de Gouveia. (Adaptado de COMIG, 1997).

O Complexo Basal é constituído basicamente por rochas arqueanas em uma associação de rochas graníticas (granodioritos, monzogranitos), predominando sobre migmatitos e anfíbolitos. Nas faixas cisalhadas o metamorfismo proporcionou o desenvolvimento de zonas milonitizadas onde ocorrem protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e filonitos (COMIG, 1997).

O Complexo Basal é recoberto por seqüência denominada Supergrupo Rio Paraúna representada, na região, principalmente pelo Grupo Costa Sena (Almeida-Abreu, 1989). Esta unidade é composta principalmente por quartzo-xistos, quartzo-mica-xistos e clorita-quartzo-xistos.

As rochas do Supergrupo Espinhaço que afloram na região de Gouveia são representadas por três formações (Almeida-Abreu, 1989):

- (i) Formação São João da Chapada: é representada principalmente por quartzitos e filitos hematíticos.
- (ii) Formação Sopa-Brumadinho: é representada por pelitos, filitos, filitos quartzosos, meta-conglomerados-brechas, xistos verdes e vulcânicas básicas.
- (iii) Formação Galho do Miguel: é composta essencialmente por quartzitos puros, finos e maturos.

Nestes conjuntos arqueanos e mesoproterozóicos encontram-se intrudidos corpos metabásicos ígneos – metadiabásio e metagrabos – em forma de diques e sills (COMIG, 1997).

A Depressão de Gouveia possui, em seu quadro estrutural, um sistema de dobras e falhas de empurrão com eixo axial de orientação N-S e vergência geral para oeste (Alkmim, 1995). Esse sistema proporcionou o desenvolvimento de zonas de cisalhamento e um conjunto de falhas e fraturas com orientação preferencial L-O (Alkmim, 1995).

2.1.3. Geomorfologia

A dinâmica geomorfológica da Depressão de Gouveia apresenta evolução onde o relevo esculpido desenvolveu-se a partir da erosão diferencial que atuou sobre um amplo anticlinório, proporcionando a escavação das rochas do Supergrupo Espinhaço e a exumação das rochas do embasamento cristalino (Augustin, 1995a).

As rochas do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Costa Sena, sobretudo os quartzitos, formaram uma estrutura rígida sobre a qual se desenvolveram escarpas íngremes. Nas áreas mais rebaixadas, onde a escavação alcançou as rochas do embasamento, o relevo é caracterizado pela presença de colinas policonvexas que, de maneira geral, são alongadas. Em algumas colinas há presença de rampas coluviais sobrepostas a uma linha de pedra delgada (Saadi, 1995). Os vales são preenchidos por depósitos espessos de sedimentos aluviais sobre os quais a atual rede de drenagem entalha e alcança o substrato rochoso (Abreu *et al.*, 2002).

Saadi & Valadão (1987) e Augustin (1995a) definem para a depressão, unidades morfoestruturais compartimentadas em níveis altimétricos. Estes compartimentos estão divididos em quatro níveis altimétricos:

Segundo Augustin (1995a) o primeiro compartimento corresponde às cotas entre 1.300 e 1450m, sendo esta unidade elaborada principalmente nos quartzitos da Formação São João da Chapada, sendo que na porção centro-oeste do município, esta unidade encontra-se sobre rochas da Formação Galho do Miguel. Saadi & Valadão (1987) descrevem que as colinas e cristas monoclinais com altitude média de 1400 m representam relevos residuais modelados a partir da dissecação, controlada tectonicamente, de antigas superfícies.

O segundo compartimento, que corresponde às cotas entre 1.200 e 1.300m, segundo Augustin (1995a), foi elaborado sobre ortoquartzitos finos e diaclasados da Formação Galho do Miguel. Segundo essa autora, o compartimento caracteriza-se pela sustentação de uma superfície aplainada e a preservação desta superfície estaria correlacionada à superfície Sul-Americana de King, que resistiu ao entalhe da rede de drenagem. Saadi & Valadão (1987) descrevem para a cota de 1250 e 1300 m uma superfície tabular dissecada ao longo dos lineamentos tectônicos que trunca rochas das seqüências dos Supergrupos Rio Paraúna e Espinhaço.

O terceiro compartimento, que corresponde às cotas entre 1.000 e 1.200m, foi elaborado principalmente sobre os xistos do Grupo Costa Sena pertencente ao Supergrupo Paraúna (Augustin, 1995a). Segundo essa autora, nesta unidade ainda pode ser encontrada parte da Superfície Sul-Americana. Saadi & Valadão (1987) descrevem que nas cotas entre 1000 e 1100 m ocorrem colinas e interflúvios moldados tanto em xistos como em granitos.

O quarto compartimento corresponde às cotas abaixo de 1.000 m. Nesta unidade predomina o granito milonitizado do embasamento cristalino e o relevo é caracterizado pelo entalhe eficaz da rede de drenagem do Ciclo Paraguaçu e corresponde às áreas de Anfiteatros e Alvéolos de Deposição susceptíveis ao voçorocamento (Augustin, 1995a). Segundo Saadi & Valadão (1987) os fundos de vales apresentam alvéolos entre trechos estreitos e planícies extensas formadas, no Quaternário Superior, por várias seqüências aluviais nos cursos médios e planícies atuais nos cursos inferiores, apesar da tendência regional ao encaixamento dos talvegues no assoalho granítico.

Saadi (1995) propõe uma evolução geomorfológica em uma seqüência cronológica de eventos durante o pleistoceno que caracteriza o piso da Depressão de Gouveia:

- (i) Dissecação fluvial (Pleistoceno Inferior), estabelecendo desde já o traçado da rede hidrográfica atual e deixando uma cascalheira de quartzo em altura média de dez metros;
- (ii) Dissecação fluvial (Final do Pleistoceno Médio), aprofundando a calha por mais nove metros, testemunhada por uma seqüência ordenada de seixos e areias (espessura = 1m), assentada na altura de um metro;
- (iii) Entulhamento dos vales com, aproximadamente, três metros de areias com lentes de cascalho e argilas orgânicas, perfazendo gradualmente uma planície meândrica (Pleistoceno Superior);
- (iv) Afogamento e regularização da morfologia por um primeiro evento coluvial, hoje representado por areias e siltes vermelhos, sobrepostos a uma linha de pedra delgada, composta por fragmentos de quartzo, revelando a ocorrência de uma fraca dissecação em V da paisagem anterior;
- (v) Após uma fraca dissecação por “vales em berço”, desenhada por uma segunda linha de pedra, espalhou-se uma segunda cobertura coluvial areno-siltosa amarela;
- (vi) Com essa segunda fase de coluvionamento, o entulhamento total dos vales, abertos já no Pleistoceno Inferior, deve ter realçado o nível de base em aproximadamente, dez metros;
- (vii) Finalmente, a passagem Pleistoceno Superior–Holoceno foi marcada por uma reabertura completa dos vales, acrescida de um entalhe suplementar da calha de um metro e acompanhada pelo recrudescimento dos processos de voçorocamento que atingem toda depressão;

- (viii) As planícies de inundação holocênicas são ocupadas por seq ncias ordenadas de cascalhos, por areias e, às vezes, por argilas orgânicas, enquanto as calhas continuam seu aprofundamento no assoalho rochoso.

2.1.5. Pedologia

Os solos encontrados na depressão também estão diretamente ligados à litologia bem como   declividade das vertentes. A partir do mapeamento pedológico elaborado por Diniz (2002)   possível caracterizar os solos da região.

Nas áreas escarpadas, onde são encontradas rochas mais resistentes e a declividade é mais alta, são encontrados Neossolos Litólicos.

Sobre o embasamento predomina uma associa o de Latossolos Vermelho-Amarelos e Cambissolos, sendo que nas vertentes de maior comprimento os Latossolos ocupam geralmente a alta e média vertente, enquanto nas vertentes de menor comprimento, predominam os Cambissolos. Nas áreas onde as rochas metabásicas constituem o substrato rochoso, são encontrados sobretudo Latossolos Vermelhos. Nos vales onde houve deposi o de sedimentos aluviais desenvolveu-se o Neossolo Flúvico.

2.1.5. Clima

O clima da Depressão de Gouveia é caracterizado como tropical sub- mido (Portilho, 2003) e possui duas esta es bem definidas, uma seca com temperaturas amenas e outra chuvosa com temperaturas mais altas. O período chuvoso ocorre de outubro a abril, concentrado principalmente no verão, e o seco ocorre entre os meses de maio a setembro. A precipita o média anual, segundo dados da Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL (série de 1941 a 1999), é de 1.336mm (Barbosa & Augustin, 2000).

As temperaturas são mais baixas por estar inserida na Serra do Espinhaço, e, portanto altimetricamente mais elevada. Nas bordas, onde o relevo encontra-se mais elevado, essa temperatura é bem menor que no interior da depressão. A média anual de temperatura, segundo dados da CEMIG,   de 19  C (Almeida-Abreu, 1989).

2.1.6. Hidrografia

O Município de Gouveia apresenta sua rede de drenagem ligada ao Rio das Velhas por dois afluentes maiores: o Rio Paraúna, que drena a maior parte dos ribeirões e córregos da depressão, e o Rio Pardo Pequeno que passa ao norte do município.

O controle estrutural condicionou o entalhamento da rede de drenagem em direções que seguem preferencialmente os eixos N-S e L-O, desenvolvendo um padrão dendrítico.

Os cursos d'água são bastante encaixados, condicionados pelo nível de base regional do Rio Paraúna. Estes possuem, de maneira geral, características de canais meandantes. No entanto, alguns canais possuem baixa sinuosidade e alta taxa de carga sedimentar de leito, proporcionada sobretudo pela alta taxa de erosão registrada na região, reproduzindo localmente fenômenos de entrelaçamento dos canais (Abreu *et al.*, 2002).

2.1.7. Vegetação e Uso do Solo

A vegetação apresenta diferenciações na região principalmente em função da associação entre características pedológicas, geológicas, climáticas e altimétricas (Barbosa & Augustin, 2000).

Nas áreas de maior altitude da depressão há a ocorrência de vegetação de estrato herbáceo típica de campos de altitude e campos rupestres associadas principalmente a Neossolos Litólicos e rochas quartzíticas.

Na parte mais rebaixada predominam formações do tipo cerrado e cerradão (Barbosa & Augustin, 2000). No entanto, com a degradação do solo pela atividade antrópica, estas formações foram bastante alteradas.

A vegetação de porte arbustivo e arbóreo é encontrada principalmente margeando os cursos d'água formando matas galerias e nas voçorocas colonizadas (Salgado, 2002). Este tipo de vegetação também aparece associado a solos derivados de rochas metabásicas.

As principais atividades desenvolvidas nos solos da região são a pecuária extensiva de bovinos e a agricultura de pequeno porte. Essa última ocorre principalmente nas áreas de várzea onde a umidade condiciona o acúmulo de matéria orgânica.

2.2. Caracterização local da área investigada: a bacia do Córrego do Rio Grande

A Bacia do Córrego do Rio Grande está situada a noroeste da sede do município de Gouveia. Inserida nesta bacia encontra-se a microbacia do Córrego do Quebra, que dista aproximadamente 7 km da sede do município.

As litologias que compõem o substrato rochoso da bacia do Córrego do Rio Grande são compostas por quartzitos do Supergrupo Espinhaço e xistos e quartzitos do Grupo Costa Sena, nas áreas altimetricamente mais elevadas da bacia, e rochas graníticas do embasamento e xistos do Grupo Costa Sena, nas áreas mais rebaixadas (Fig.2.3) (COMIG, 1997). Nas faixas cisalhadas ocorrem protomilonitos, milonitos e ultramilonitos. Rochas intrusivas metabásicas cortam principalmente o assoalho granítico na forma de diques e soleiras de metabásicas (Fig.2.3) (COMIG, 1997).

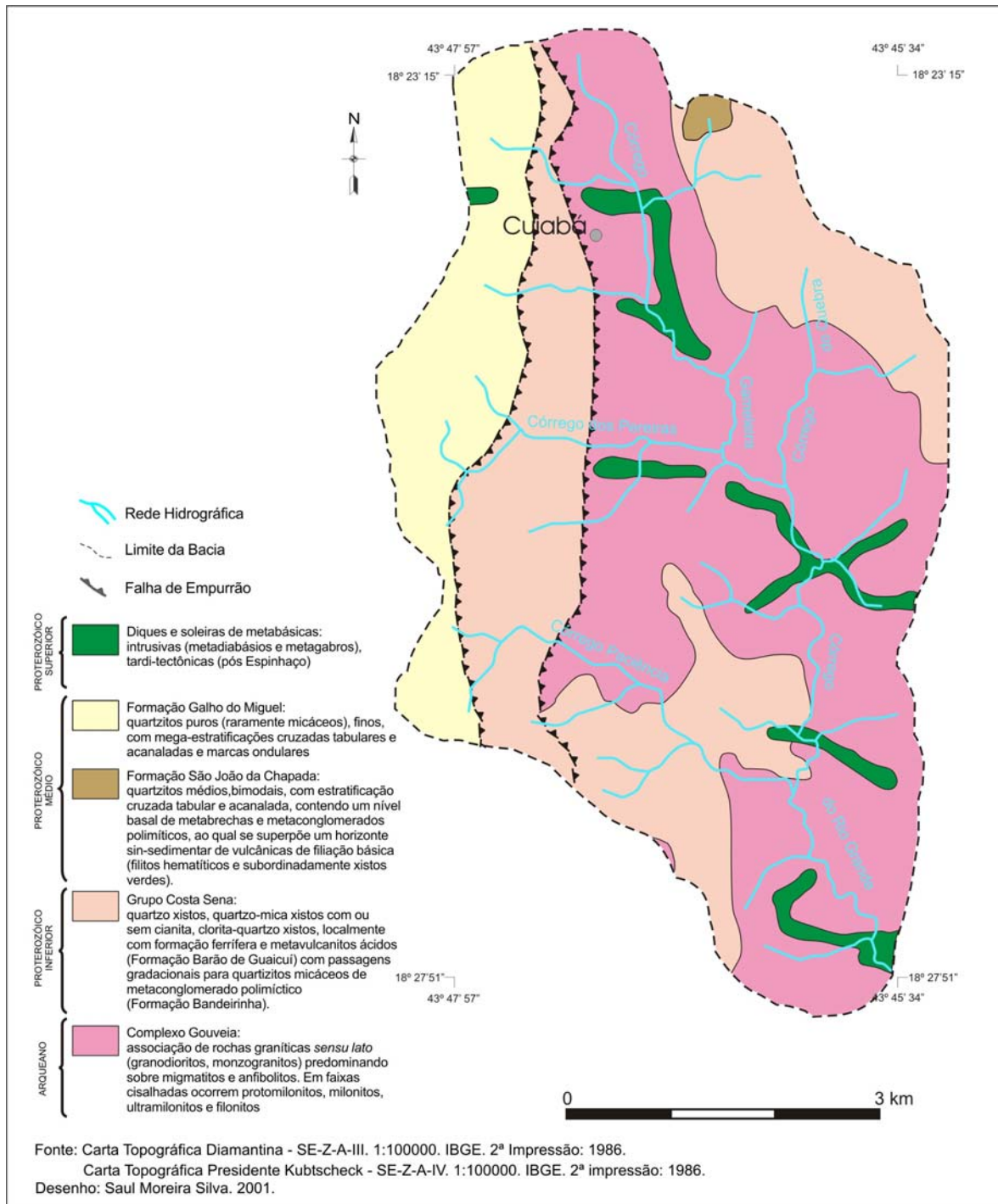


Figura 2.3 – Geologia da bacia do Córrego do Rio Grande (Salgado, 2002).

Ferreira (2002), em mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande definiu quatro unidades aluviais (Terraços fluviais T₀, T₁, T₂ e uma planície de inundação-PI), duas unidades coluviais, sendo uma com duas fácies (Unidade coluvial vermelha-C₁ e Unidade coluvial amarela, C_{2a} e C_{2b}) além de uma unidade eluvial indiferenciada e afloramentos rochosos (Fig. 2.4).

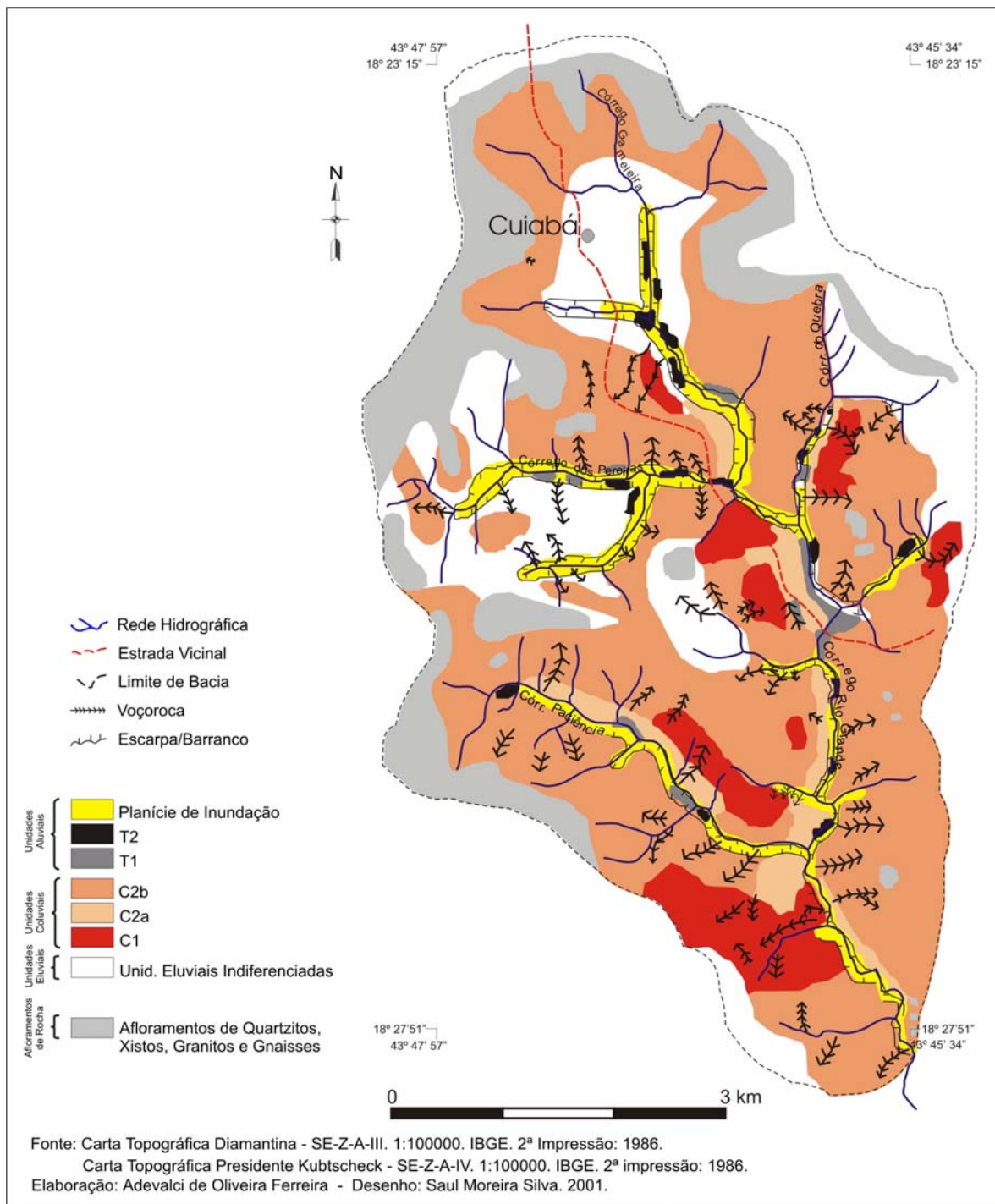


Figura 2.4 – Formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia, Espinhaço Meridional (Ferreira, 2002).

Segundo Ferreira (2002) o terraço fluvial T_0 corresponde a fase deposicional mais antiga da área, não tem qualquer relação com a atual rede de drenagem e é composto por areia fina e seixos heterométricos e está sempre sobreposto pela unidade coluvial de coloração vermelha (C_1). A unidade T_1 encontra-se, normalmente, em um desnível de cerca de 10 metros em relação aos atuais talwegues, posicionados na baixa vertente, próximo às interdigitações das unidades coluviais e aluviais. Ela é composta por seqüências de

cascalheiras fluviais, apresenta quase sempre coloração amarelo-avermelhada, e é recoberta por colúvios em alguns pontos. O terraço fluvial T₂ encontra-se, normalmente, na calha dos rios, bem próximo à lamina d'água, apresentando espesso depósito argiloso rico em matéria orgânica. A planície de inundação – PI – corresponde o nível de deposição atual.

A unidade coluvial C₁ ocupa geralmente a média e alta vertente sobre o embasamento cristalino, sendo sua presença rara na baixa vertente. A espessura é variável, podendo ser de centímetros a metros, mais espessos na média vertente, apresentando menor espessura em sua porção média/alta, onde provavelmente foi removida. Essa unidade, em geral, é argilo-arenosa de coloração vermelha, freqüentemente, com presença de quartzos, e a camada superior apresenta forte pedogênese. Verifica-se, ainda, espessa linha de pedras que atinge até 30 cm de espessura predominantemente de quartzo. O autor supracitado sugere que essa unidade é, geralmente, encontrada nos interflúvios, e nunca preenchendo alvéolos de anfiteatro ou reentrâncias do relevo na bacia do Rio Grande, o que evidenciaria a inexistência de correlação com a atual conformação do relevo, tratando-se então, de um depósito antigo que representa supostamente uma paleotopografia.

A unidade coluvial C_{2a} ocupa, geralmente, a média e baixa vertente no contato com unidades aluviais e é composta por material areno-argiloso de coloração amarelada, apresentando pedogênese pouco evoluída na camada superior e linhas de pedras de espessura de 10 a 20 centímetros. Esse autor sugere que essa unidade é mais recente que a unidade C₁, visto que a unidade C₂ parece ter sido originada do retrabalhamento na unidade C₁, bem como dos quartzitos que bordejam a depressão, proporcionando o transporte e deposição do material areno-argiloso nas reentrâncias do relevo.

A unidade coluvial C_{2b}, denominada de fácies detrítica, é composta geralmente por cascalhos heterométricos mal selecionados. É caracterizada pela ocorrência tanto na alta, como na média e baixa vertente, freqüentemente sobrepondo unidades eluviais, associadas principalmente a áreas cortadas por veios de quartzo ou a áreas próximas aos afloramentos rochosos. É encontrada, às vezes, relacionada ao colúvio amarelo, com espessura em torno de 0,80m. De acordo com o autor supracitado, a grande quantidade de veios de quartzo presente na vertente é responsável pelo fornecimento de material detrítico que compõe essa fácies.

Salgado (2002), Lima & Valadão (2002), Salgado & Valadão (2003) e Cruz (2003) descrevem a ocorrência de uma significativa remoção geoquímica na bacia do Córrego do Rio Grande. Lima & Valadão (2002) descrevem um espesso manto de intemperismo onde há enriquecimento relativo de elementos insolúveis em superfície, em detrimento da lixiviação dos solúveis. Salgado (2002) e Cruz (2003) atestam, para a Bacia do Córrego do Quebra, uma baixa quantidade de bases em águas provenientes de voçorocas que cortam essa vertente, indicando a presença de manto de alteração extremamente evoluído geoquimicamente, ressaltando a sílica como principal elemento responsável atualmente pelo esvaziamento geoquímico das formações superficiais desta vertente.

A vertente da margem direita do Córrego do Quebra, na qual encontra-se a seqüência de solos deste estudo, possui um comprimento de cerca de 300 metros e é essencialmente convexa em perfil, com elementos côncavos, na forma de anfiteatros, e convexos. Foram identificados por Marchioro (2002) e Portilho (2003) três sítios geomorfológicos ao longo da mesma: o primeiro, na alta vertente, apresenta um segmento convexo com declividade 3°; o segundo, na média vertente, é caracterizado por um segmento suavemente côncavo com declividade média de 10°; e o terceiro, na baixa vertente, num segmento retilíneo com declividade média de 12°.

Essa vertente é composta basicamente por xistos do Grupo Costa Sena e rochas graníticas milonitizadas do embasamento. Estas rochas se apresentam profundamente alteradas, constituindo um manto de intemperismo espesso sobre o qual se desenvolvem solos condicionados pela declividade das vertentes (Diniz, 2002).

Segundo Diniz (2002), Cambissolos se desenvolvem em toda essa vertente. Em estudo posterior, realizado por Rocha (2004) a partir de análises micromorfológicas, constatou-se que os solos presentes na alta vertente são Latossolos desenvolvidos a partir de material *in situ*. Especificamente no setor da vertente selecionado neste trabalho a distribuição dos solos apresenta a configuração apresentada na Figura 2.5.

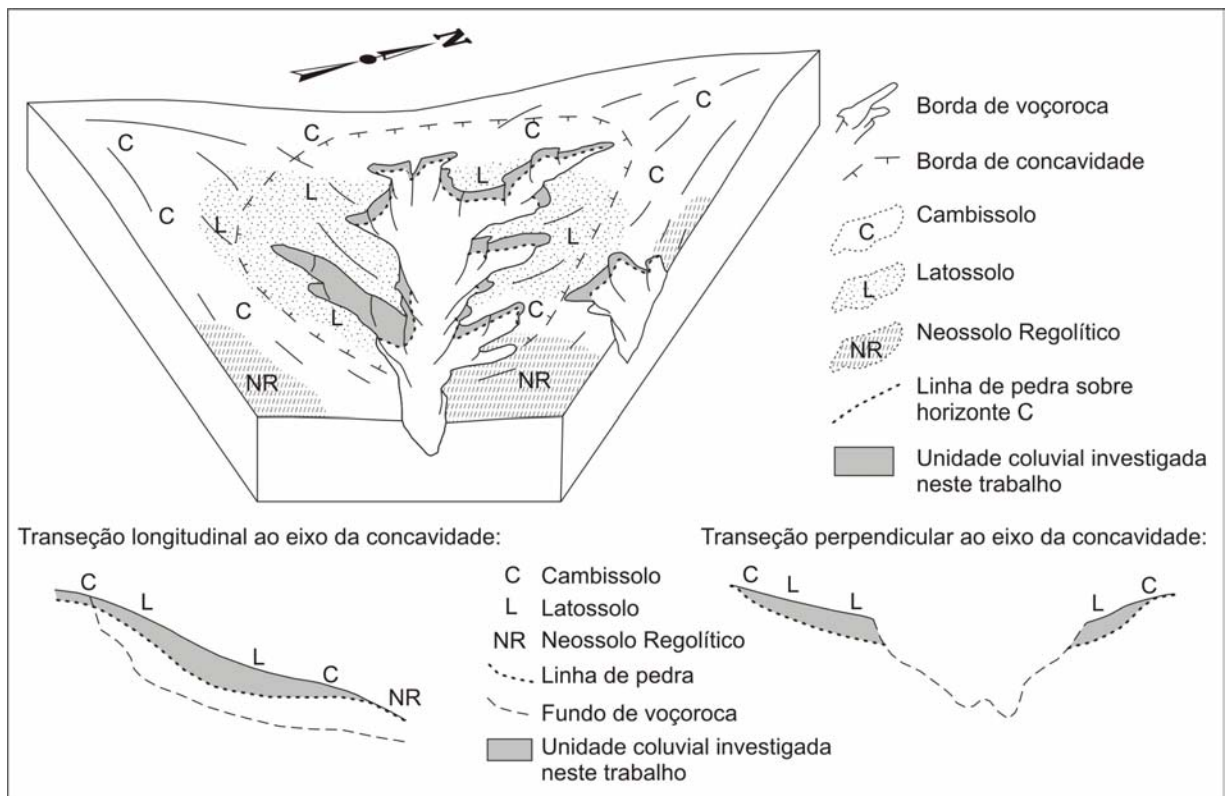


Figura 2.5 - Bloco diagrama esquemático do setor vertente da margem direita do Córrego do Quebra. Observe a distribuição dos solos na vertente.

A vegetação das vertentes possui predominância de um estrato herbáceo rico em gramíneas, ervas e algumas árvores e arbustos espaçados, sendo seu uso atual destinado à atividade de pecuária extensiva (Barbosa, 2000).

PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos utilizados neste trabalho se baseiam em abordagem referente às formações superficiais, sobretudo aos depósitos de vertente, bem como aos seus fatores genéticos e evolutivos associados, com destaque para a sua evolução geoquímica.

A revisão da literatura foi desenvolvida visando uma abordagem a respeito do entendimento das características genéticas das formações superficiais e dos depósitos de vertente frente a evolução geoquímica dos materiais que constituem o manto de alteração, visando fornecer suporte teórico-metodológico ao estudo. Por fim, a consulta às pesquisas realizadas na área investigada neste estudo deu suporte a sua caracterização ambiental e à integração desta pesquisa às demais já realizadas.

3.1. Pontos de amostragem

Os pontos de amostragem foram escolhidos na vertente da margem direita da microbacia do Córrego do Quebra, em função, principalmente, do fato de que nesta bacia vêm sendo realizados vários estudos de natureza geomorfológica. Outros dois pontos da bacia do Córrego Rio Grande foram escolhidos. Esses dois pontos foram escolhidos com o objetivo de se abranger uma maior variação de formações superficiais e testar a metodologia em ambientes preliminarmente reconhecidos.

Na etapa de campo⁴ foi determinada primeiramente a localização de uma transeção onde, após medidas de declividade, foram definidos os pontos dos perfis. A transeção foi posicionada estrategicamente cortando as ramificações de uma voçoroca e foi situada numa porção da vertente com a morfologia convexa em perfil e côncava em planta.

A mensuração da declividade da vertente foi realizada utilizando-se clinômetro e balizas, para definição dos pontos aonde iriam se posicionar os perfis. Foram definidos cinco perfis

⁴ Esta etapa de campo foi realizada com o auxílio dos discentes da disciplina “Metodologia de pesquisa em geomorfologia” ministrada pela Professora Dra. Vilma L. M. Carvalho: Cláudio Gregório, Maria Luiza Menezes, Leonardo Paim, Alexandre Vasconcelos, Ana Lúcia Lages, Álvaro Figueiredo, Maria do Carmo, Juliana e Fabiano.

dispostos ao longo da transeção, posicionados segundo o conceito de catena, na seguinte distribuição: dois na alta vertente (perfis 1 e 2), sendo o primeiro localizado no interflúvio; um da alta para média vertente (Perfil 3); e dois na baixa vertente (perfis 4 e 5) (Fig. 3.1 e 3.2).

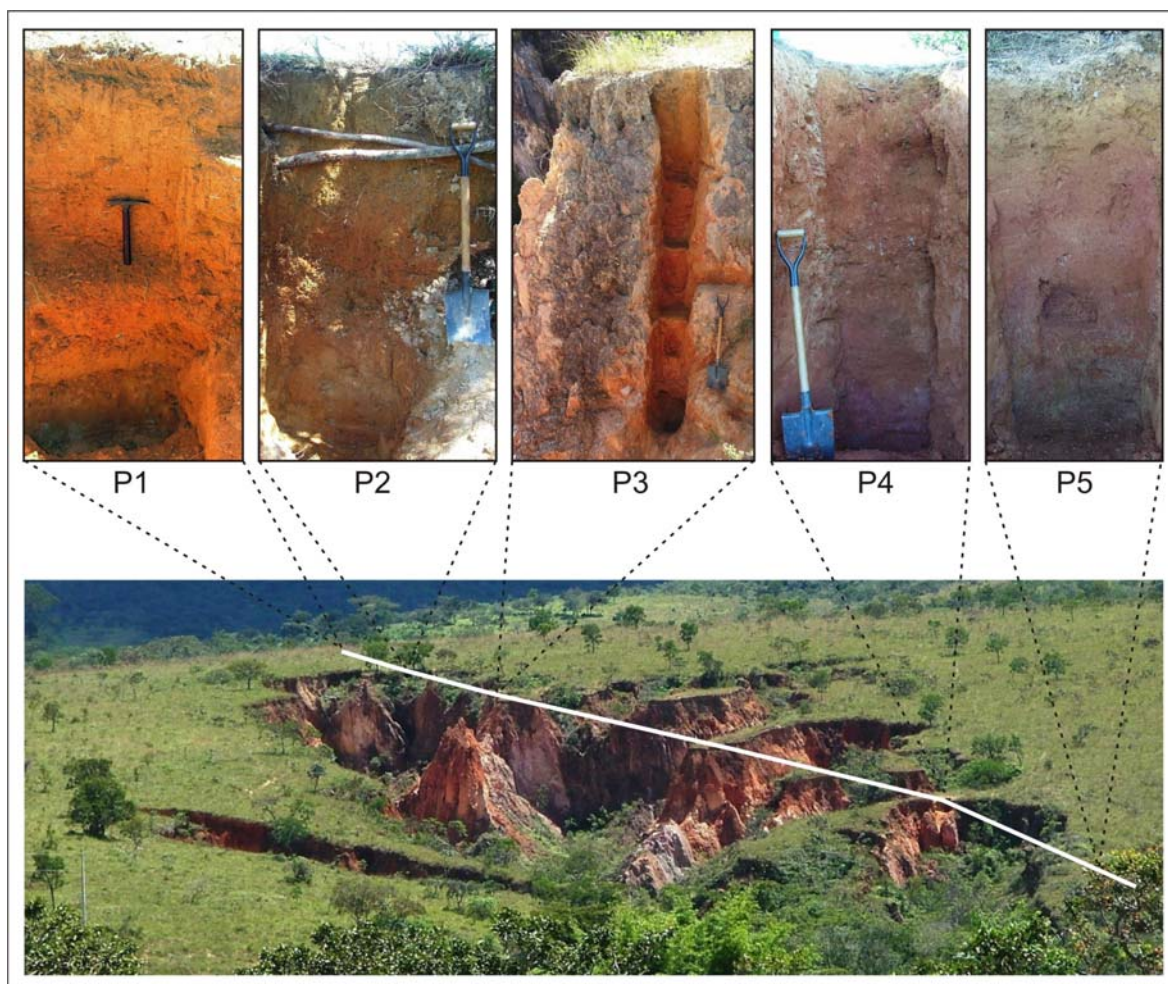


Figura 3.1 – Parte da vertente do Córrego do Quebra onde foi realizada a transeção (em branco) mostrando a localização e os perfis 1, 2, 3, 4 e 5.

Outro perfil amostrado (Perfil 6; Fig. 3.2 e 3.3) está localizado em uma ramificação de voçoroca, em vertente onde há a presença de duas litologias distintas: rochas do complexo basal (granito-gnaiss) e rochas metabásicas originadas de diques e/ou *sills* (Almeida-Abreu, 1989; COMIG, 1997). Este perfil foi amostrado com o objetivo de caracterizar geoquimicamente solos originados de rochas metabásicas e compará-los a solos desenvolvidos sobre materiais de outras litologias, para testar a hipótese de que solos de coloração vermelha mais forte são desenvolvidos sobre material originário de rochas metabásicas (Almeida-Abreu, 1989; Diniz, 2002), como generalizado para os solos da região.

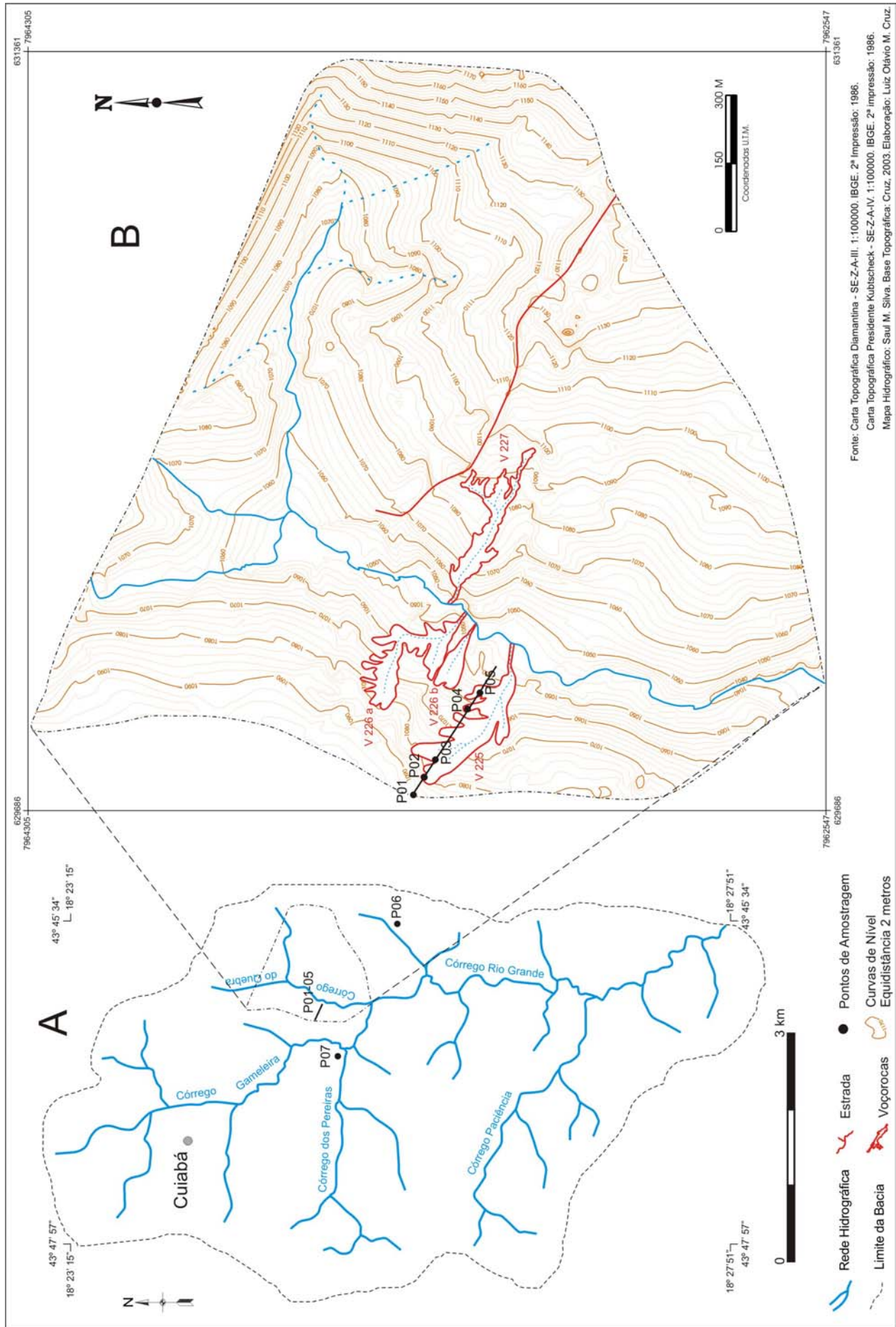


Figura 3.2 – Bacia do Córrego do Rio Grande (A) e de parte da bacia do Córrego do Quebra (B), mostrando a localização dos pontos 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7.



Figura 3.3 – Vertentes onde se localizam os perfis 6 e 7 mostrando suas respectivas posições.

O Perfil 7 (Fig. 3.2 e 3.3) está situado na baixa vertente, onde uma unidade coluvial ocorre estratigraficamente posicionada sobre um depósito aluvial. Esta seção estratigráfica foi descrita e interpretada por Saadi & Valadão (1987). Este perfil foi objeto de análise nesta dissertação com o objetivo de aferir a validade da metodologia empregada, uma vez que a origem do material coletado no campo é, seguramente, alóctone.

A descrição dos perfis foi baseada na metodologia adaptada de Lemos & Santos (1996). A amostragem de cada perfil foi guiada com base na descrição pedológica de cada perfil, de forma que houvesse uma amostra para cada horizonte do solo, uma distribuição mínima de duas amostras no horizonte C – abaixo da linha de pedra – e uma amostra do material da linha de pedra, quando esta esteve presente (Fig. 3.4).

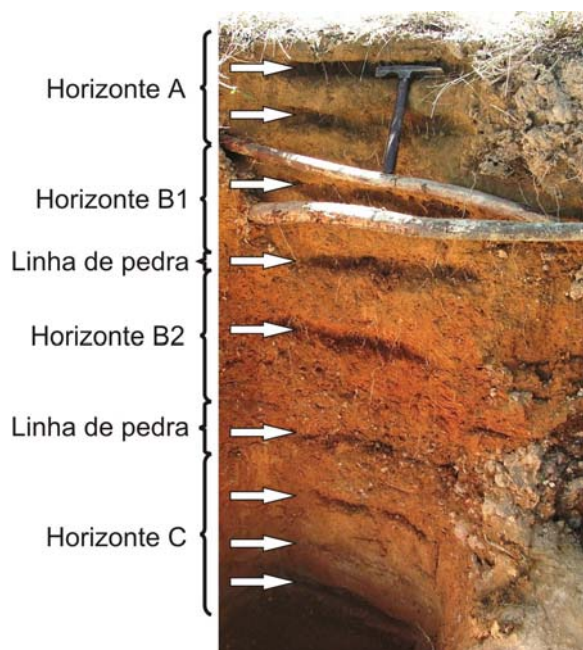


Figura 3.4 – Modelo de distribuição das amostragens no perfil. As setas indicam os locais onde foram coletadas as amostras.

Com o objetivo de reconhecer a distribuição espacial da cobertura pedológica situada sobre as linhas de pedra, foram realizadas seções transversais à catena. As seções foram realizadas através de tradagem manual a partir das bordas da voçoroca, tendo como referência a linha de pedra nela exposta. As tradagens seguiram retilíneas até a exumação da linha de pedra na superfície ou o mais próximo possível a ela, nos casos em que começaram a aprofundar. Em função da limitação de profundidade que o trado utilizado possui (1 metro), em algumas tradagens não foi possível alcançar a linha de pedra ou o horizonte C. As seções transversais seguiram o esquema apresentado na Figura 3.5, de forma a abranger toda a concavidade em que foi localizada seqüência de solos.

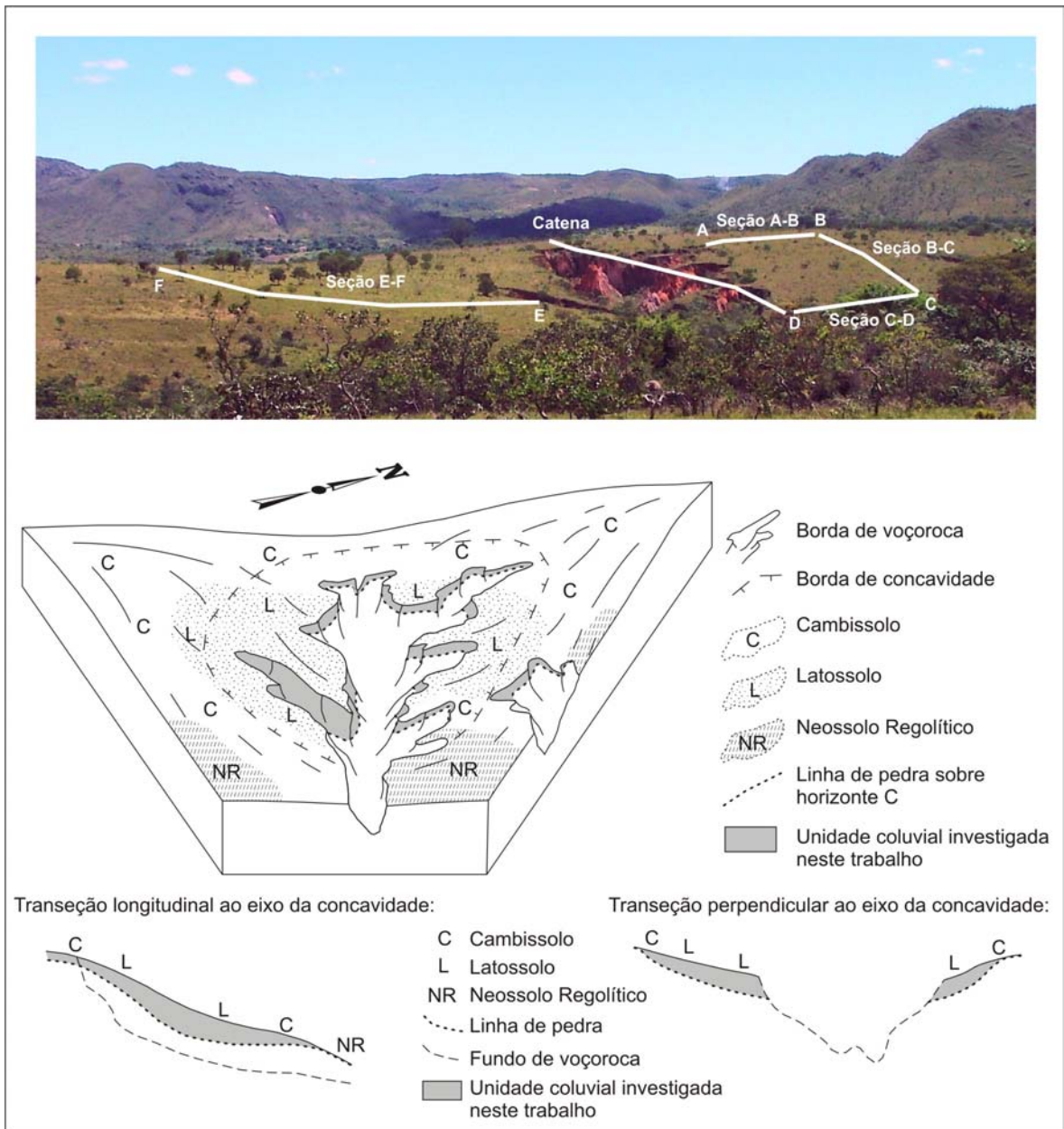


Figura 3.5 – Esquema das seções transversais na vertente da margem direita do Córrego do Quebra e bloco diagrama mostrando a distribuição dos solos e da unidade coluvial investigada.

3.2. Análise das amostras de solo em laboratório

3.2.1. Análises físicas

As análises físicas foram realizadas no Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia do Instituto de Geociências da UFMG. Foram realizadas análises granulométricas com o objetivo de reconhecer as características texturais do material coletado e integrá-las aos dados químicos.

A separação granulométrica da fração terra fina (<2mm) foi realizada segundo método da pipeta (EMBRAPA, 1997). Além das frações areia grossa, areia fina, silte e argila, a fração grossa (>2mm) foi separada nas frações cascalho (2-20mm) e calhau (>20mm) segundo o método adaptado de EMBRAPA (1997).

A adaptação do método consistiu na lavagem da fração grossa após o peneiramento da fração fina. Este procedimento foi necessário para diminuir a contaminação do material fino restante que não foi bem destorroado ou que permanece agregado nos fragmentos maiores, e também para facilitar a separação qualitativa da fração grossa. Após a secagem das amostras a fração grossa foi pesada para cálculo da terra fina (Terra fina = Amostra total – Fração grossa). Posteriormente a fração grossa foi separada nas frações cascalho e calhau.

A separação qualitativa da fração grossa teve como objetivo a discriminação de fragmentos de quartzo, rocha e outros minerais presentes na amostra. Esta etapa foi realizada através de separação visual com auxílio de lupa binocular.

3.2.2. Análises químicas

3.2.2.1. Análise química total

A análise da composição química total foi realizada utilizando-se a técnica de espectrometria de fluorescência de raios-X, no Laboratório de Raios-X do Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa – CPMTC/IGC/UFMG.

As amostras foram preparadas no laboratório do Serviço de Química e Radioquímica do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN/CNEN. A preparação consistiu na moagem em moinho mecânico e prensagem das pastilhas.

As análises foram realizadas utilizando padrões de solo com certificação internacional – Geostandards Newsletter – para curva de calibração. A leitura dos elementos foi realizada em um equipamento Siemens modelo SRS3000. Foram determinados os seguintes elementos na forma de óxidos: Si, Ti, Al, Fe^{Total}, Mn, Mg, Ca, Na, K e P. Além dos elementos maiores foi determinado o Zr.

3.2.2.2. Análise de pH e Matéria Orgânica

As amostras foram submetidas a análise de pH para determinação das características ambientais nos quais as amostras estão inseridas. As análises realizadas em triplicata seguiram a metodologia proposta pela EMBRAPA (1997).

A análise de matéria orgânica foi realizada segundo método modificado de Walkley-Black, proposto por Cantarella *et al.* (2001). As análises foram realizadas em triplicata segundo o “método volumétrico”, com adaptação para as medidas amostrais⁵.

3.3. Análise dos dados

Os dados das análises de laboratório foram analisados de forma comparativa em cada perfil e entre eles.

Os softwares Excel, JMP e SPSS foram utilizados na construção de gráficos e na análise estatística dos dados. Os dados foram submetidos ao teste de normalidade Kolmogorov-Smirnov, no qual o padrão não seguiu uma distribuição normal. Desta forma, as análises de correlação foram baseadas em métodos não-paramétricos.

⁵ A adaptação do método consistiu na pesagem de 1g de terra ao invés de 1cm³ proposto no método utilizado.

ORGANIZAÇÃO, CARACTERÍSTICAS FÍSICAS E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA COBERTURA PEDOLÓGICA

Neste capítulo serão expostos os resultados sobre as propriedades físicas e químicas das coberturas pedológicas investigadas, de forma que, primeiramente, será realizada uma descrição dessas coberturas com a finalidade de identificar as características morfológicas dos perfis de solo estudados, bem como sua organização na escala da vertente. Os itens seguintes abordarão as propriedades granulométricas e químicas dos solos e suas implicações para a interpretação dos tipos de materiais que os compõem.

4.1. Organização e caracterização morfológica da cobertura pedológica

Como apresentado anteriormente nos procedimentos metodológicos, dos sete perfis de solos estudados, cinco estão distribuídos ao longo de uma vertente, permitindo assim a verificação da organização dos horizontes e evolução do solo numa variação lateral.

Na área em que foi localizada a transeção, a vertente possui uma forma côncava em planta e convexa ao longo da transeção. Na alta vertente, onde se encontram os perfis 1 e 2, a declividade varia de 1,5°, no topo, a 3,5°, a poucos metros após o perfil 2, onde há uma ruptura de declive que inicia a média vertente (Fig. 4.1). A partir dessa ruptura a declividade aumenta suavemente de 5° a 6° até uma ruptura na baixa vertente, poucos metros antes do Perfil 4, onde passa a 7,5° de declividade, crescendo a partir daí até 10° a poucos metros antes do Perfil 5, se mantendo assim até o fim da transeção⁶ (Fig. 4.1).

Os solos ficam mais espessos à medida que se passa da alta para a média vertente e diminuem de espessura em direção a baixa vertente (Fig. 4.1). A classificação⁷ da seqüência dos solos ao longo da vertente, de acordo com o SiBCS⁸ – EMBRAPA (1999), seguiu-se de Cambissolos na alta vertente – perfis 1 e 2 (Cambissolo latossólico) –, Latossolo vermelho-amarelo na média vertente – Perfil 3 –, e, respectivamente, Cambissolo latossólico – Perfil 4 – e Neossolo Regolítico – Perfil 5 – na baixa vertente.

⁶ A transeção termina a cerca de 60 metros à montante do Córrego do Quebra.

⁷ Os dados de laboratório utilizados na classificação dos solos estão presentes na dissertação de mestrado que está sendo realizada concomitantemente na mesma área por Maria Luiza Navarro de Menezes, orientada pela Professora Dr^a. Vilma L. M. Carvalho.

⁸ Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.

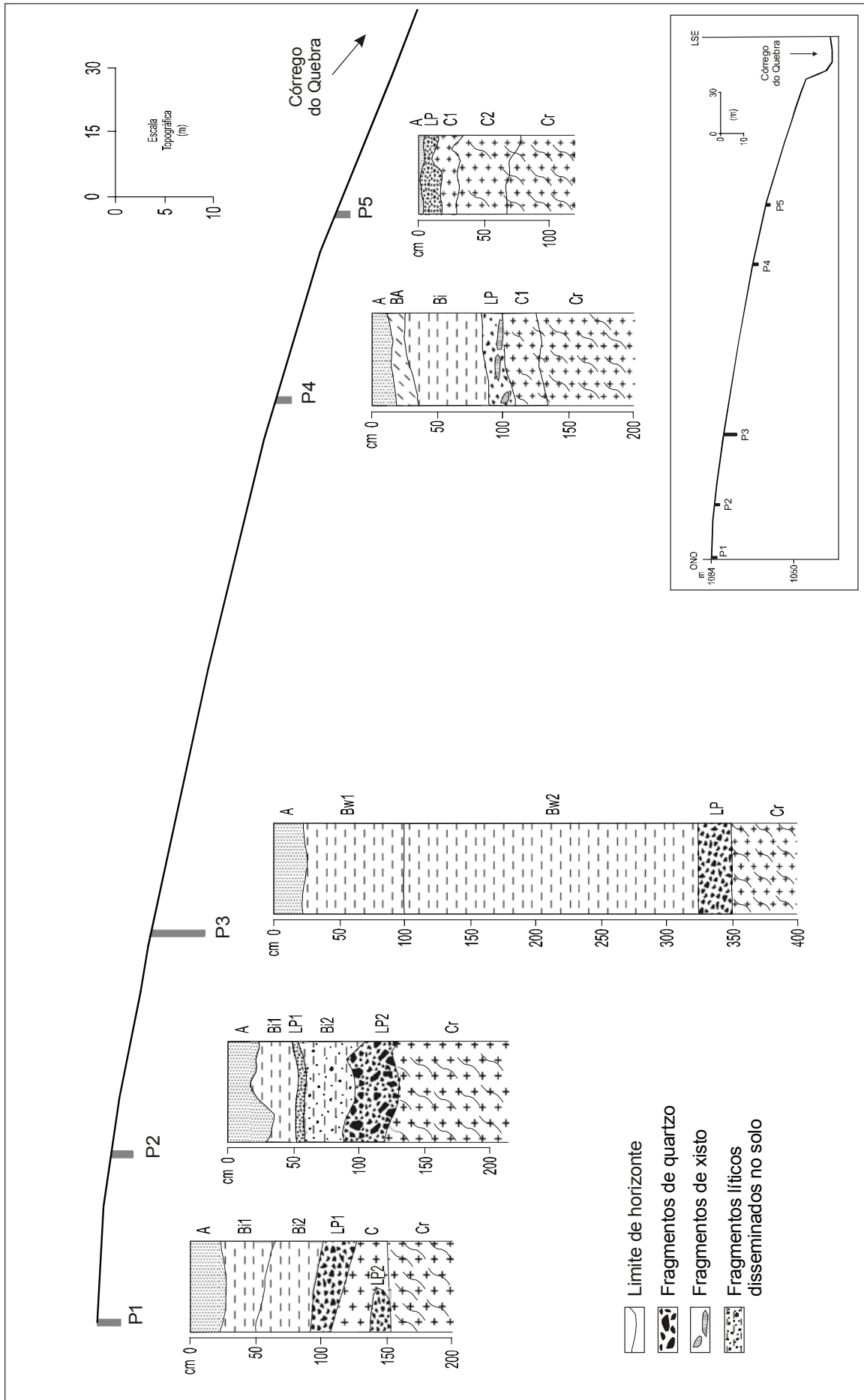


Figura 4.1 – Sequência de solos na vertente da margem direita do Córrego do Quebra.

Nos perfis 1 a 5, a principal característica morfológica diz respeito à presença de transições abruptas entre alguns horizontes do solo. Essas transições são marcadas principalmente por concentração de cascalhos, representados separadamente com a designação LP – linha de pedra. Na Tabela 4.1 são apresentadas as principais características morfológicas dos perfis 1 a 5.

Tabela 4.1 – Características morfológicas dos perfis 1 a 5.

Horiz.	Prof. (cm)	Cor	Classe Textural ⁽¹⁾	Estrutura ⁽²⁾			Consistência ⁽³⁾	Transição ⁽⁴⁾
				Grau	Tamanho	Tipo		
Perfil 1 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico								
A	0-25	10YR 5/4	faga	fo	gr	ba	Ld,F,Pl,Lp	Gr,On
Bi ₁	25-60	7,5YR 5/8	fag	mo	gr,med	ba	M,F,Pl,Lp	Gr,On
Bi ₂	60-85	10YR 6/8	fag casc	mo	gr,med	bsa	D,Fi,Mpl,Lp	Ab,Pl
LP ₁	85-120	7,5YR 6/8	fag casc	-	-	-	-	Ab,On
C	120-140	7,5YR 5/8	f casc	-	-	MA	D,Mf,Mpl,Lp	Ab,De
LP ₂	140-153	-	f casc	-	-	-	-	Ab,De
Cr	153-200+	10YR 7/8	f	-	-	MA	M,F,Lpl,Lp	-
Perfil 2 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico latossólico								
A	0-25	2,5YR 5/4	faga	mo/fo	med/peq	bsa/gran	Ld,F,Npl,Lp	Gr,On
Bi ₁	25-55	10YR 5/8	fag	mo/fo	gr,med/peq	bsa/gran	Ld,Fi,Lpl,P	Cl,Pl
LP ₁	55-60	7,5YR 5/8	fag casc	-	-	-	-	Cl,Pl
Bi ₂	60-95	5YR 5/8	fag casc	fr	gr	ba	Ld,F,Pl,Mp	Ab,On
LP ₂	95-127	7,5YR 5/8	fag mcasc	-	-	-	-	Ab,On
Cr	127-200+	10YR 6/6	f	-	-	MA	Ld,F,Pl,P	-
Perfil 3 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico								
A	0-26	10YR 5/8	faga	mo/fo	med/mpeq	bsa/gran	Ld,Fi,Lpl,Lp	Gr,On
Bw ₁	26-100	7,5YR 5/8	fag	mo/fo	gr/mpeq	ba/gran	Ld,F,Lpl,Lp	Gr,Pl
Bw ₂	100-325	5YR 5/8	fag	mo,fo/fo	gr/mpeq	ba/gran	Ld,F,Lpl,Lp	Ab,Pl
LP	325-350	5YR 5/8	fag casc	-	-	-	-	Ab,Pl
Cr	350-400+	7,5YR 6/8	f	-	-	MA	Ld,Mf,Pl,Lp	-
Perfil 4 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico latossólico								
A	0-15	10YR 5/8	fag c/casc	fr	gr,med	ba,bsa	Ld,Fi,Lpl,P	Gr,On
BA	15-30	7,5YR 5/6	fag	mo	gr,med	bsa	Ld,F,Lpl,P	Gr,On
Bi	30-84	2,5YR 5/8	fag	mo	gr,med	bsa	Ld,F,Lpl,P	Ab,Pl
LP	84-100	2,5YR 5/8	fag casc	-	-	-	-	Ab,Pl
C	100-130	10YR 5/8	f	-	-	MA	Ld,F,Lpl,P	Cl,Pl
Cr	130-200+	10YR 6/6	fs	-	-	MA	Ld,Mf,Npl,Lp	-
Perfil 5 - Neossolo Regolítico típico								
A	0-3	7,5YR 4/6	f	fo	peq,mpeq	bsa	Ld,Mf,Npl,Lp	Ab,De
LP	3-18	10YR 5/8	f casc	-	-	-	-	Ab,On
C ₁	18-30	7,5YR 5/8	f	-	-	MA	D,F,Np,Lp	Cl,On
C ₂	30-71	5YR 5/8	fs	-	-	MA	Ld,F,Lpl,P	Cl,On
Cr	71-120+	5 YR 4/6	fs	-	-	MA	M,Mf,Lpl,Lp	-

(1) Textura: (faga-franco argilo arenosa; fag-franco argilosa; f-franca; fs-franco siltosa; ag-argila; fa-franco arenosa; c/casc-com cascalho; casc-cascalhento; mcasc-muito cascalhento). (2) Estrutura: grau (fr-fraco; mo-moderado; fo-forte; / = que se desfaz em); tamanho (mpeq-muito pequena; peq-pequena; med-média; gr-grande; / = que se desfaz em); tipo (MA-maciça; ba-blocos angulares; bsa-blocos subangulares; gran-granular; / = que se desfaz em). (3) Consistência: seca (Ld-ligeiramente dura; M-macia; D-dura) úmida (F-friável; Fi-firme; Mf-muito friável) molhada (Pl-Plástica; Mpl-muito plástica; Lpl - ligeiramente plástica; Npl-não plástica; Lp-ligeiramente pegajosa; Mp-Muito pegajosa; P-pegajosa). (4) Transição (Ab-abrupta; Cl-clara; Gr-gradual; Di-difusa; Pl-plana; On-ondulada; De-descontínua).

A caracterização da cor nos perfis demonstrou que os horizontes superiores apresentam cores mais amareladas tendendo a brunada. Este fato foi apontado por Augustin (1994)

como indicativo da predominância de goethita em relação à hematita nos horizontes superiores dos solos da região. A autora explica que este fato é associado a condições de climas mais úmidos e ao papel de maiores quantidades de matéria orgânica no solo. Segundo Schwertmann & Taylor (1989), a larga ocorrência de horizontes superiores amarelos sobre horizontes vermelhos sugere que a presença de matéria orgânica favorece a formação de goethita sobre hematita. O aumento na matéria orgânica funciona como efeito anti-hematítico, complexando o ferro em sua estrutura e diminuindo sua disponibilidade no ambiente, que, junto a outros fatores como pH e temperatura mais baixos e umidade mais alta, favorecem a formação da goethita (Schwertmann & Taylor, 1989).

O tipo de estrutura da maioria dos horizontes é em blocos angulares e subangulares (Tab.4.1). Segundo Levinson (1980), essa propriedade é reflexo de altas concentrações de óxidos de ferro e/ou alumínio. Este autor também destaca como reflexo dessa concentração que o horizonte B dos solos geralmente apresenta consistência mais dura quando seca e mais pegajosa quando úmida do que os horizontes adjacentes. Em relação a consistência verificada nos perfis, observou-se que em alguns deles essa propriedade muda drasticamente entre os horizontes. Essa característica foi apontada por Lages (2005) como descontinuidades morfológicas.

Comparando-se a textura dos horizontes dos solos analisados (Tab. 4.1), nota-se clara distinção entre os horizontes dentro dos perfis de solos, o que sugere certa correlação lateral entre o desenvolvimento dos horizontes dos solos ao longo da vertente.

Os horizontes A, B1 e B2 dos perfis 1, 2 e 3 apresentam características texturais semelhantes, embora no perfil 3 não haja presença significativa de cascalho no horizonte B. Diferentemente dos perfis 1 e 3, o perfil 2 apresenta uma linha de pedra entre os horizontes B1 e B2 (Fig. 4.1). Apesar dessas pequenas diferenças entre os respectivos horizontes destes solos, as semelhanças de textura permitem uma associação espacial entre eles.

A associação entre esses horizontes também torna possível estabelecer uma relação entre as linhas de pedra presentes entre os horizontes B e C destes perfis. O material fino que envolve os cascalhos apresenta as mesmas características texturais do material do horizonte subjacente, configurando uma transição abrupta com o horizonte C.

A associação entre a segunda linha de pedra do Perfil 1 – LP2 (Fig. 4.1) – e as outras não pôde ser estabelecida com base nesse parâmetro, uma vez que se encontra entre horizontes C, levantando a hipótese de que seja um material proveniente da desintegração de um veio de quartzo. Da mesma forma, a primeira linha de pedra do Perfil 2 – LP1 (Fig. 4.1) – não pode ser relacionada às outras linhas de pedra que estão em contato com o horizonte C, mas provavelmente possuem a mesma gênese.

É importante ressaltar que as transições abruptas entre os horizontes marcadas por linhas de pedra vêm sendo entendidas na área de estudo como discontinuidades físicas diagnósticas de transporte, e, portanto, o material sobrejacente a elas seria de origem coluvial (Valadão, 1986; Saadi & Valadão, 1987; Saadi, 1995; Ferreira, 2002).

O Perfil 4 também possui características texturais semelhantes àquelas dos perfis 1, 2 e 3, apesar de apresentar somente um horizonte B (Fig. 4.1 e Tab. 4.1). Observa-se a diminuição na espessura do horizonte B do Perfil 3 para este perfil, mantendo-se ainda sobrejacente a uma linha de pedra.

No Perfil 5 não se observa a presença do horizonte B. Há somente um fino horizonte A sobre uma linha de pedra influenciada por este horizonte, em termos de concentração de matéria orgânica no material fino que envolve os fragmentos maiores. Essa linha de pedra, por sua vez, também aparece discordante do horizonte C subjacente (Fig. 4.1).

Desta forma, as propriedades morfológicas dos solos, bem como a variação lateral de seus horizontes, permitem as seguintes considerações a respeito da organização pedológica da vertente estudada:

- (i) No Perfil 1 há duas linhas de pedra, uma logo abaixo do horizonte B e outra entre os dois horizontes C identificados – C e Cr – sendo o C com significativa proporção de fragmentos de quartzo dispersos. Este fato comprova que essa concentração maior de fragmentos de quartzo na linha de pedra inferior (LP2) é devido à desintegração de um veio de quartzo.
- (ii) No Perfil 2 também há dois níveis de linha de pedra, sem, contudo, apresentar correlação espacial entre a linha de pedra superior deste perfil com a linha de pedra superior do Perfil 1 (Fig. 4.1). Entretanto, parece existir uma relação

espacial entre a linha de pedra superior do Perfil 1 e a inferior do Perfil 2, apresentando também uma relação entre os horizontes sobrejacentes a elas – horizontes B1 e B2.

- (iii) Os perfis 3 e 4 também apresentam uma linha de pedra subjacente à base do horizonte B, e, apesar de menos espessa que aquelas dos perfis 1 e 2, indica também uma possível relação espacial de continuidade entre elas.
- (iv) O espessamento do solo identificado na média vertente ocorre sobretudo pelo maior desenvolvimento do horizonte B – Bw1 e Bw2 – no Perfil 3. Esse horizonte diminui em direção a baixa vertente – Perfil 4 – e desaparece no Perfil 5 (Fig. 4.1). Esse horizonte está, em todos os perfis, sobre uma linha de pedra que, por sua vez, aparece menos espessa do que as linhas de pedra dos perfis à montante (Fig. 4.1 e Tab. 4.1).
- (v) A configuração espacial entre as linhas de pedra e dos horizontes adjacentes a elas sugere uma possível decapitação do horizonte B na baixa vertente por processos erosivos. Este fato foi constatado por Diniz (2002) e Rocha (2004) como um rejuvenescimento dos solos provocado pelo reajustamento da rede de drenagem (Augustin, 1995b), sendo também registrado no Complexo Bação/MG (Figueiredo *et al.*, 2004). Este comportamento na evolução da vertente implica em diferenciações em relação aos modelos clássicos de evolução de vertente (Young, 1972; Taylor & Enggleton, 2001).

O Perfil 6, de acordo com o SiBCS – EMBRAPA (1999), um Latossolo Vermelho, apresenta nos horizontes diagnósticos cores avermelhadas mais fortes (2,5 YR) do que a maioria dos solos encontrados em áreas em que o substrato rochoso é composto por granitos milonitizados, gnaisses e xistos (Tab. 4.2). Esta característica tem correlação com os Latossolos Vermelhos mapeados por Diniz (2002), que relaciona essa característica ao seu desenvolvimento a partir de rochas metabásicas. Em todos os três horizontes B deste solo foi verificada a presença de fragmentos de quartzo pequenos e dispersos. Sua concentração é maior no horizonte B2, sem, contudo, constituir uma linha de pedra, embora esta possa ser vista na borda da voçoroca, ao lado do perfil. Esses horizontes apresentam transição gradual para o horizonte C1. O horizonte base – Cr – apresenta as estruturas da rocha preservadas, aparentando semelhança com as características típicas de

uma matriz granítica. As características morfológicas do perfil 6 são apresentadas na tabela 4.2 e não apresentam diferenças marcantes entre os horizontes. Observa-se que a textura passa de argilosa para franca do horizonte B para o C, onde, possivelmente, há uma discordância litológica e erosiva, já que essa discordância é concordante com a topografia.

Tabela 4.2 – Características morfológicas dos perfis 6 e 7.

Horiz.	Prof. (cm)	Cor	Classe Textural (1)	Estrutura(2)			Consistência (3)	Transição(4)
				Grau	Tamanho	Tipo		
Perfil 6 – Latossolo Vermelho								
A	0-12	5YR 4/6	ag	fr/fo	med,peq/mpeq	gran	D,Mf,Pl,Lp	Gr,Pl
AB	12-27	2,5YR 4/6	ag	fr/fo	gr,med/mpeq	bsa/gran	Ld,Mf,Lpl,Lp	Di, Pl
Bw ₁	27-48	2,5YR 4/6	ag	fr/fo	gr-peq/mpeq	bsa/gran	M,Mf,Lpl,P	Di, Pl
Bw ₂	48-74	2,5YR 4/8	ag c/casc	fr/fo	med,peq/mpeq	bsa/gran	M,Mf,Lpl,P	Di, Pl
Bw ₃	74-143	2,5YR 4/8	fag	fr/fo	gr,med/mpeq	bsa/gran	M,Mf,Pl,Mp	Gr,Pl
C ₁	143-159	2,5YR 4/8	f	mo	med,peq	ba,bsa	Ld,Mf,Lpl,Lp	Gr,Pl
C ₂	159-197	5YR 5/8	f	-	-	MA	Ld,Mf,Lpl,Lp	Cl,Pl
Cr	197-250+	10R 5/6	f	-	-	MA	M,fi,Npl,Lp	-
Perfil 7 – Latossolo Vermelho-Amarelo								
A	0-20	10YR 4/4	fag	mo/fo	gr,med/mpeq	bsa/gran	Ld,Fi,Lpl,Lp	Gr,Pl
AB	20-40	7,5YR 5/8	ag	mo/fo	gr,med/mpeq	bsa/gran	Ld,Fi,Pl,Lp	Di,Pl
Bw ₁	40-100	5YR 5/8	ag	fr/fo	gr,med/mpeq	bsa/gran	Ld,Mf,Pl,Lp	Di,Pl
Bw ₂	100-360	2,5YR 4/8	ag	fr/fo	med,peq/mpeq	bsa/gran	D,F,Lpl,Lp	Di,Pl
Bw ₃	360-410	2,5YR 4/8	ag	mo	gr,med	ba,bsa	D,F,Lpl,Lp	Di,Pl
Bw ₄	410-445	5YR 5/8	ag	fr	gr	ba,bsa	Ld,Mf,Lpl,Lp	Di,Pl
Bw ₅	445-498	5YR 5/8	ag	fr	gr	ba,bsa	D,Fi,Lpl,Lp	Gr,Pl
Bw ₆	498-628	5YR 5/8	ag	mo,fo	med,peq	bsa	Ld,Fi,Lpl,Lp	Cl,Pl
2C ₁	628-661	-	faga	-	-	-	-	Cl,Pl
3C ₂	661-679	-	fa c/casc	-	-	-	-	Cl,Pl
4C ₃	679-699	-	fa casc	-	-	-	-	Cl,Pl
5C ₄	699-879	-	fa	-	-	-	-	-

(1) Textura: (faga-franco argilo arenosa; fag-franco argilosa; f-franca; fs-franco siltosa; ag-argila; fa-franco arenosa; c/casc-com cascalho; casc-cascalhento; mcasc-muito cascalhento). (2) Estrutura: grau (fr-fraco; mo-moderado; fo-forte; / = que se desfaz em); tamanho (mpeq-muito pequena; peq-pequena; med-média; gr-grande; / = que se desfaz em); tipo (MA-maciça; ba-blocos angulares; bsa-blocos subangulares; gran-granular; / = que se desfaz em). (3) Consistência: seca (Ld-ligeiramente dura; M-macia; D-dura) úmida (F-friável; Fi-firme; Mf-muito friável) molhada (Pl-Plástica; Mpl-muito plástica; Lpl - ligeiramente plástica; Npl-não plástica; Lp-ligeiramente pegajosa; Mp-Muito pegajosa; P-pegajosa). (4) Transição (Ab-abrupta; Cl-clara; Gr-gradual; Di-difusa; Pl-plana; On-ondulada; De-descontínua).

Com base na configuração do Perfil 6 é possível estabelecer a hipótese de que esse solo tenha se desenvolvido a partir de materiais originados de rochas metabásicas, que sofreram transporte sobre uma base granítica. Esta hipótese será testada através das características granulométricas e geoquímicas do solo e também comparada à seqüência de solos da vertente do Córrego do Quebra para verificar se os materiais dessa vertente sejam também originados de rochas metabásicas, como generalizado para solos de coloração mais vermelha da região.

O Perfil 7 (Fig. 4.2), de acordo com o SiBCS – EMBRAPA (1999), Latossolo Vermelho-Amarelo, constitui um solo desenvolvido a partir de uma unidade colúvio-aluvionar (Saadi

& Valadão, 1987). A espessura dessa seqüência é de 9,30 metros, onde se desenvolveu um solo profundo em que se identificam seis horizontes B, assentados sobre quatro camadas de areias finas a grossas, apresentando uma delas – 4C3 – maior concentração de cascalho. Na base do perfil encontra-se uma cascalheira fluvial (Fig. 4.2), cuja origem está relacionada a um paleocanal (Saadi & Valadão, 1987). As características texturais deste solo permanecem constantes ao longo dos horizontes B, mudando significativamente nas camadas inferiores (Tab. 4.2). As outras características morfológicas também não demonstram mudança significativa entre os horizontes.

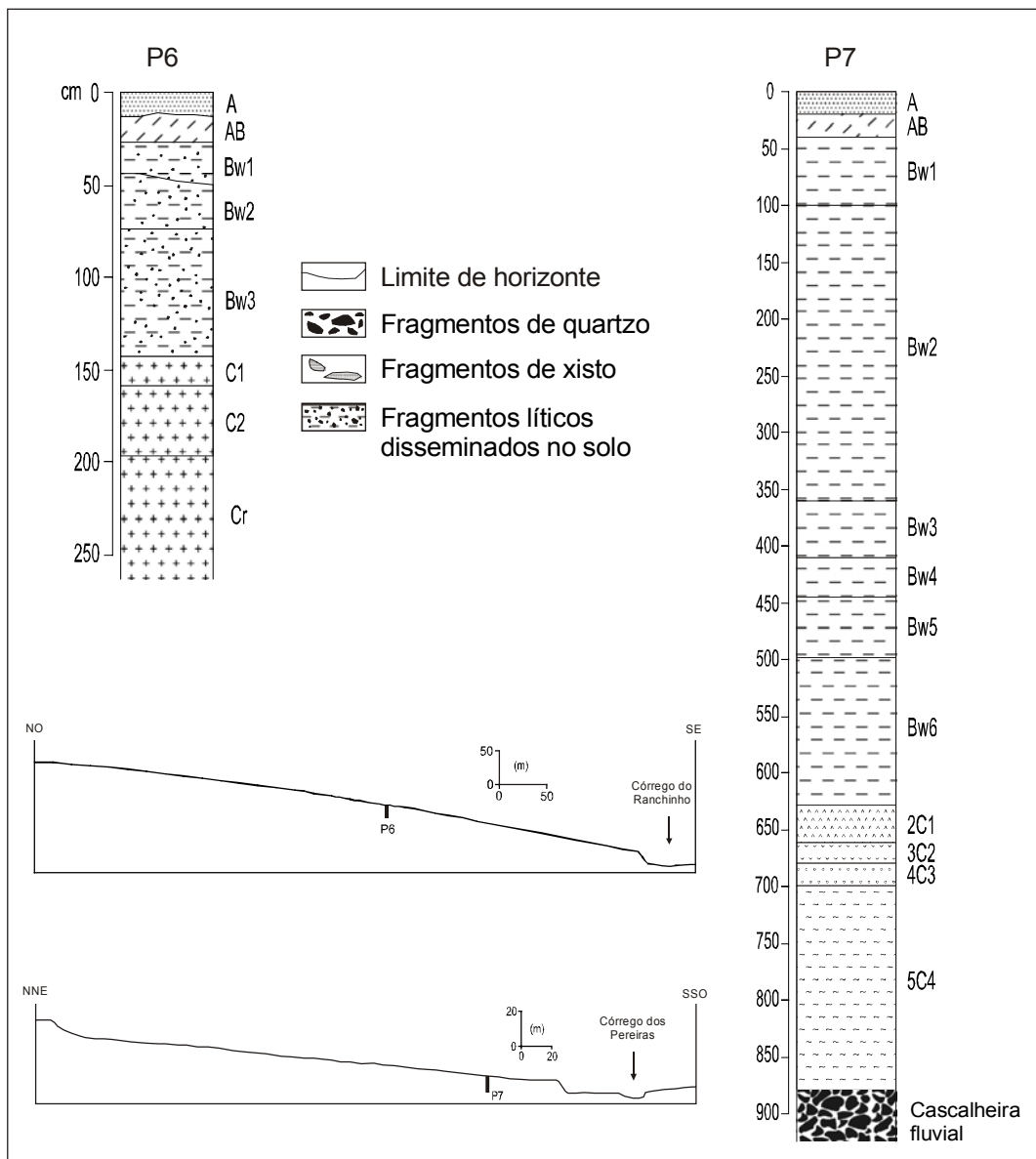


Figura 4.2 – Perfis 6 e 7 e perfis topográficos mostrando o posicionamento deles na vertente. Observe que o Perfil 7 revela pedogênese instalada sobre material alóctone, em razão da ocorrência de cascalheira fluvial em sua base.

As características da cobertura pedológicas do Perfil 7, sobretudo a geoquímica, servirão de parâmetro para a comparação e calibragem na identificação da gênese dos materiais dos outros perfis.

Com base em estudos anteriores (Valadão, 1986; Saadi & Valadão, 1987; Saadi, 1995; Augustin, 1994, 1995b; Ferreira, 2002), que definiram como materiais coluviais aqueles encontrados sobre linhas de pedra e/ou camadas de sedimentos, e na organização pedológica da seqüência de solos na vertente do Córrego do Quebra, tem-se como hipótese que os horizontes A e B dos solos estudados tenham se desenvolvido a partir de materiais coluviais. Esta hipótese será verificada a seguir, através de análises granulométricas e dos componentes geoquímicos, que poderão fornecer dados que subsidiem ou não as constatações realizadas anteriormente, bem como outras constatações.

4.2. Características granulométricas dos materiais

A análise textural dos materiais pode estabelecer indicadores que auxiliam na interpretação de processos associados à dinâmica da evolução da paisagem. Entretanto, esses processos podem estar associados tanto àqueles de natureza sedimentológicas, derivada de suas condições deposicionais, quanto à sua evolução pedológica. Portanto, tendo em vista o mal selecionamento que os processos sedimentares de vertente possam proporcionar – em virtude da curta distância de transporte – e a continuidade dos processos pedogenéticos ao longo do tempo, os dados granulométricos devem ser analisados com cautela. Neste trabalho esses dados serão integrados aos resultados das análises geoquímicas a fim de proporcionar melhor caracterização dos materiais.

As análises granulométricas das amostras de todos os perfis estão apresentadas na tabela 4.3 e demonstram que, de forma geral, há, nas amostras do horizonte C, um aumento na proporção de argila e areia em detrimento da diminuição da fração silte, da base para o topo do perfil. O mesmo não ocorre no solum, no qual há diminuição da argila e silte em detrimento do aumento da fração areia em direção ao topo do perfil. Nas amostras relativas ao horizonte A se observa aumento mais acentuado nas frações areia em função de pequena diminuição nas frações mais finas (Tab. 4.3).

Tabela 4.3 – Composição granulométrica da fração terra fina dos perfis.

Horiz.	Nº (1)	Prof.(2) cm	dag/kg				Relação Silte/Argila
			Areia Grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Perfil 1							
A	1	10	20,0	39,4	22,5	18,1	1,2
	2	20	15,7	33,7	26,5	24,1	1,1
B ₁	3	40	12,9	31,9	27,4	27,8	1,0
B ₂	4	75	11,9	29,0	29,1	30,0	1,0
LP ₁	5	95	13,3	24,1	32,6	30,0	1,1
C	6	120	10,6	29,8	39,3	20,3	1,9
LP ₂	7	145	14,7	34,6	33,6	17,0	2,0
Cr	8	165	15,4	29,9	40,7	14,0	2,9
	9	181	15,8	28,4	43,9	11,9	3,7
Perfil 2							
A	10	10	18,0	38,6	21,6	21,8	1,0
	11	20	17,9	32,7	23,9	25,5	0,9
B ₁	12	45	14,3	28,7	26,6	30,5	0,9
LP ₁	13	60	13,4	31,7	22,5	32,4	0,7
B ₂	14	80	13,5	25,6	26,6	34,2	0,8
LP ₂	15	120	13,2	23,7	33,3	29,8	1,1
Cr	16	140	13,0	26,0	37,6	23,3	1,6
	17	165	17,9	29,5	43,3	9,3	4,7
	18	190	10,4	44,2	36,6	8,8	4,2
Perfil 3							
A	19	10	19,8	33,7	19,5	27,1	0,7
	20	20	16,4	27,9	24,0	31,7	0,8
Bw ₁	21	40	13,8	26,7	24,5	35,1	0,7
	22	65	15,3	27,2	21,3	36,2	0,6
Bw ₂	23	130	15,3	25,1	23,4	36,2	0,6
	24	170	14,7	22,2	22,3	40,8	0,5
	25	210	15,7	23,0	24,1	37,2	0,6
	26	290	14,1	22,7	27,2	36,0	0,8
LP	27	340	13,1	24,3	33,2	29,4	1,1
Cr	28	370	12,5	24,4	46,5	16,6	2,8
	29	390	13,5	25,7	45,6	15,2	3,0
Perfil 4							
A	30	10	13,3	29,6	26,9	30,1	0,9
BA	31	35	11,0	22,9	28,1	38,0	0,7
Bi	32	70	10,5	21,7	35,8	32,1	1,1
LP	33	90	12,1	21,2	29,6	37,2	0,8
C	34	110	11,4	22,0	41,6	25,0	1,7
	35	125	11,7	22,6	41,4	24,3	1,7
Cr	36	155	11,7	21,8	40,5	25,9	1,6
	37	190	13,3	19,4	53,0	14,3	3,7
Perfil 5							
LP	38	10	18,2	27,1	34,7	20,0	1,7
C ₁	39	25	17,6	19,2	43,0	20,1	2,1
C ₂	40	40	17,0	17,8	50,4	14,8	3,4
	41	60	16,4	19,4	51,4	12,7	4,0
Cr	42	95	18,6	21,0	55,5	4,9	11,3
	43	120	19,1	22,3	54,5	4,0	13,6
Perfil 6							
A	44	5	8,5	23,2	27,0	41,3	0,7
AB	45	20	7,7	24,4	23,4	44,5	0,5
Bw ₁	46	40	6,5	16,0	29,5	48,0	0,6
Bw ₂	47	54	6,8	16,5	27,4	49,2	0,6
Bw ₃	48	110	9,5	20,6	30,8	39,2	0,8
	49	140	10,2	21,0	34,2	34,6	1,0
C ₁	50	152	11,3	22,9	40,6	25,2	1,6
C ₂	51	182	11,8	25,4	49,9	12,9	3,9
Cr	52	210	12,6	26,7	47,3	13,5	3,5

Continua...

Tabela 4.3, Continuação.

Horiz.	Nº (1)	Prof.(2) cm	dag/kg				Relação Silte/Argila
			Areia Grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Perfil 7							
A	53	10	13,9	23,1	23,1	39,9	0,6
AB	54	30	11,4	20,5	22,0	46,1	0,5
Bw ₁	55	75	13,7	19,4	20,8	46,1	0,5
Bw ₂	56	163	15,3	19,8	17,8	47,2	0,4
	57	277	17,8	22,9	20,0	39,4	0,5
Bw ₃	58	398	14,8	18,6	20,7	45,9	0,5
Bw ₄	59	450	13,1	18,7	21,2	47,0	0,5
Bw ₅	60	495	12,5	16,0	22,3	49,2	0,5
Bw ₆	61	568	8,4	16,8	24,4	50,4	0,5
2C ₁	62	640	18,5	34,3	25,5	21,7	1,2
3C ₂	63	667	32,8	31,2	20,5	15,5	1,3
4C ₃	64	695	36,6	25,5	17,4	20,6	0,8
5C ₄	65	735	29,3	31,6	19,1	20,0	1,0

(1) Numeração correspondente às amostras dada pelo software de estatística em que foram plotados os dados de granulometria. (2) Corresponde à profundidade das amostras e não a dos horizontes.

A análise textural das amostras dos perfis demonstra que a distribuição granulométrica, apesar de variar entre os perfis, aparece com padrões de distribuição que podem ser distinguidos principalmente se agrupados por horizontes (Fig. 4.3).

Os agrupamentos que mais se distinguiram em relação à textura foram aqueles dos horizontes B e C. Em termos gerais, o agrupamento do horizonte B apresentou textura mais argilosa – de 30 a 50 dag/kg – em relação ao do horizonte C, que ficou abaixo dos 30 dag/Kg. As amostras com maior teor de argila pertencem aos perfis 6 e 7, sendo esta característica atribuída ao material de origem, que difere do material dos perfis localizados na vertente do córrego do Quebra. No Perfil 6 o material de origem está relacionado a rochas metabásicas, de textura mais fina e de mais fácil intemperismo, enquanto no Perfil 7, o material coluvial amostrado tem sua origem associadas a rochas xistosas que, provavelmente, geraram materiais de textura mais fina. Outra característica a considerar é que, no Perfil 7 o transporte de seu material constituinte sofreu selecionamento granulométrico na medida em que se deslocou sobre a vertente. Neste processo os minerais menos resistentes se fragmentaram, facilitando sua intemperização mais rápida.

No agrupamento do horizonte C se distinguem facilmente as amostras referentes às camadas fluviais do Perfil 7 – números 62 a 65 da Figura 4.3. Mais arenosas, elas se distinguem da cobertura coluvial, de textura bem mais fina.

Apesar da nítida separação das amostras do horizonte C nos perfis 1 a 6, essas variações granulométricas não podem ter sua gênese identificada somente pela análise textural, já que discordâncias texturais presentes entre os horizontes B e C podem resultar da evolução

pedológica. Contudo, junto a outros dados podem indicar a gênese diferente desses materiais.

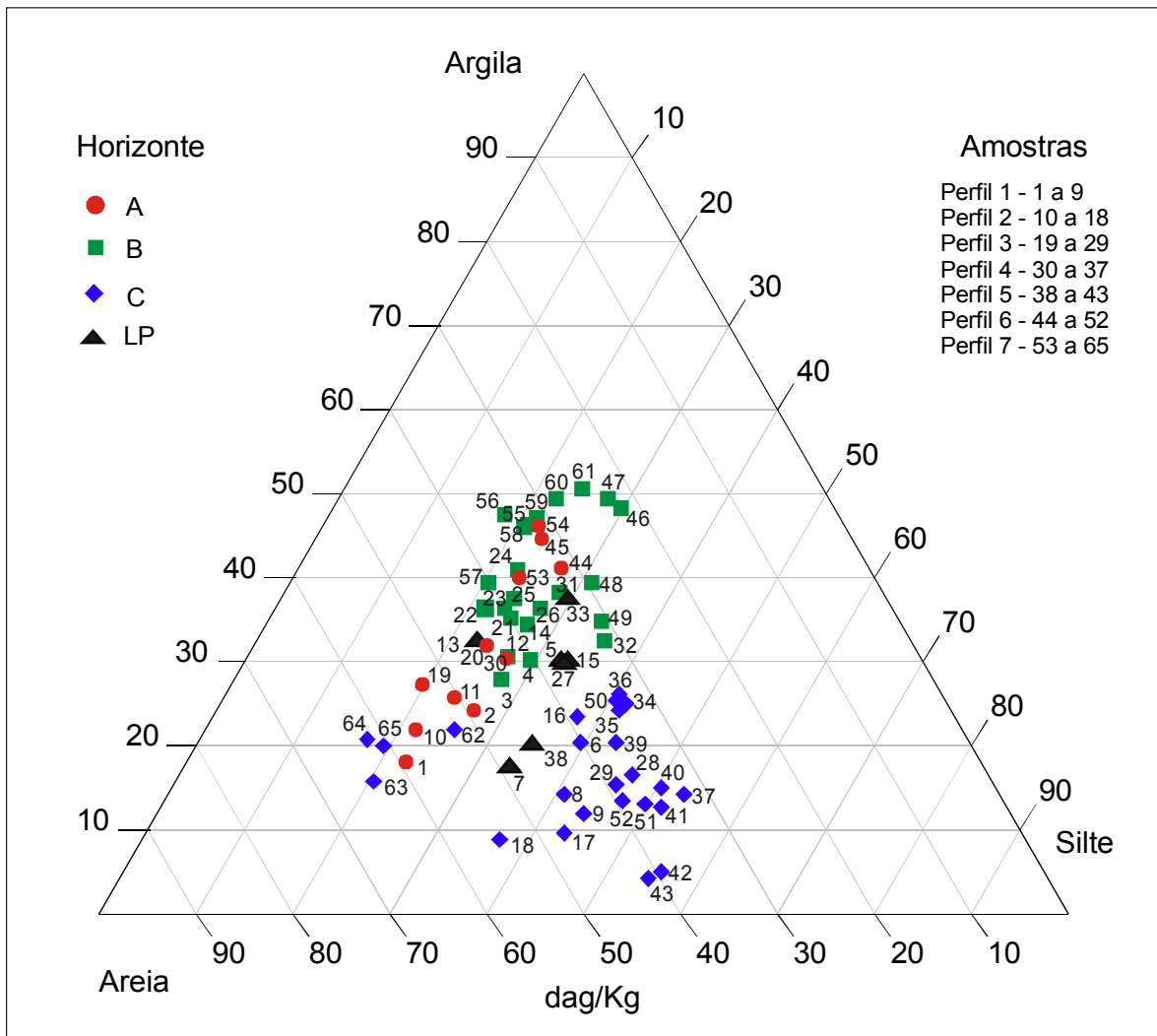


Figura 4.3 – Triângulo textural referente às amostras dos perfis agrupados por horizontes. Os horizontes BA do perfil 4 e AB dos perfis 6 e 7 foram agrupados nos horizontes B (31) e A (45 e 54) respectivamente.

O grupo do horizonte A possui dois comportamentos diferentes em relação ao padrão textural (Fig. 4.3). As amostras desses horizontes nos perfis da vertente do Córrego do Quebra são mais arenosas que àquelas dos perfis 6 e 7, as quais revelam comportamento semelhante àquelas verificados nos horizontes B (Fig.4.3). No entanto, pode-se observar que em todos os perfis o horizonte superficial é mais arenoso que os seus respectivos horizontes subsuperficiais (Fig. 4.3 e Tab. 4.3). A ocorrência de maior proporção de areia, principalmente nos solos da vertente do Córrego do Quebra, provavelmente é proporcionada pela ação mais efetiva do escoamento superficial. Pode-se observar, onde foram coletadas duas amostras no horizonte A, que a proporção de areia é maior nas

amostras mais superficiais. Portilho (2003), em análise do escoamento superficial e taxas de infiltração na vertente estudada, explica que o escoamento superficial é responsável pela remoção dos materiais finos na camada superficial do solo. O autor afirma ainda que o escoamento superficial na alta vertente, onde a declividade é menor, é maior do que em direção a baixa vertente. Este fato também pode ser comprovado quando se analisam os dados entre os horizontes dos perfis ao longo da vertente, uma vez que nos perfis da alta vertente a proporção de areia é maior, diminuindo gradativamente nos perfis à jusante (Fig. 4.3 e Tab. 4.3). O gradiente textural entre os horizontes A e B dos perfis, gerado pelo escoamento superficial, não é expressivo para a classificação de horizonte B textural, e não foi encontrada cerosidade no horizonte B que sugerisse o transporte de argila através do perfil.

As amostras do material fino (<2mm) das linhas de pedra (LP) apresentaram comportamento textural mais próximo do comportamento das amostras dos horizontes B (Fig. 4.3). Poderia-se então formular a hipótese de que o material que envolve o material grosso teria a mesma origem que aquele do horizonte B e não seria proveniente da transformação pedológica do horizonte C. No entanto, foram encontradas duas exceções, em que as amostras referentes aos números 7 e 38 (Fig. 4.3 e Tab. 4.3) apresentaram comportamento textural mais próximo às amostras dos horizontes C. No caso da amostra correspondente ao número 7 – Perfil 1 –, as características apresentam-se semelhantes àquelas do horizonte C pelo fato desta estar entre dois horizontes C, corroborando com a hipótese de campo de que a linha de pedra correspondente a esta amostra é um veio de quartzo em processo de desintegração. No caso da amostra referente ao número 38, este fator pode ser explicado em razão de, no Perfil 5 a linha de pedra praticamente não possuir outro horizonte que a sobrepõe⁹, sendo influenciado fortemente pelo escoamento superficial, que deixa as camadas superficiais mais arenosas (Portilho, 2003).

Ainda com as exceções apresentadas, a hipótese de que o material fino que compõe as linhas de pedra seria do horizonte B é bastante plausível, contudo, não pode ser confirmada apenas com dados texturais, uma vez que apesar de mais próximos aos horizontes B, em todos os perfis os dados texturais das linhas de pedra também sugerem uma transição entre

⁹ A linha de pedra é o horizonte superficial e corresponderia ao horizonte A, que no perfil 5 tem apenas alguns centímetros e não foi amostrado.

os horizontes B e C e até mesmo entre dois horizontes B, como é o caso do Perfil 2, podendo ser, portanto, resultado meramente do desenvolvimento pedológico.

Proposta como índice do grau de intemperismo (Resende *et al.*, 2002), a relação silte/argila apresentou nas amostras do Perfil 7, baixos valores para o solum, indicando solo bastante intemperizado na parte superior do perfil, e valores maiores nos horizontes subjacentes (Tab. 4.3). Este fato demonstra que neste perfil, no qual a evolução pedológica ocorreu sobre material transportado, a seqüência de intemperismo marcada pelas frações finas do solo aparece homogênea, sem demonstrar seqüências de intemperismo invertidas ou discordâncias marcantes. Uma discordância aparece somente no contato do horizonte B6 com as camadas subjacentes, que apresentam valores diferentes entre si por se tratarem de camadas aluviais (Tab. 4.3).

Os outros perfis aparecem com comportamento semelhante ao perfil desenvolvido sobre material coluvial para esse parâmetro (Tab. 4.3). Na parte superior do perfil (solum) a relação silte/argila apresentou certa homogeneidade, principalmente se comparado com os horizontes C. Nos Cambissolos esse comportamento diferiu um pouco dos Latossolos por apresentarem valores mais elevados da relação silte/argila, refletindo o grau de intemperismo mais baixo. Contudo, a fração silte pode ser formada por flocos de caulinita em solos com solum menos espesso (Resende *et al.*, 2002), ou pode ser originada da agregação da argila por óxidos de ferro (Figueiredo, 1999), não representando minerais primários facilmente intemperizáveis.

Em todos os perfis é observada tendência ao aumento na relação silte/argila em profundidade, com uma mudança mais abrupta quando se passa para o horizonte C, assim como no Perfil 7. Desta forma, as discordâncias observadas nos perfis, podem ter o mesmo significado genético da discordância do Perfil 7.

As frações granulométricas maiores referentes à amostra total, que marcam mais fortemente as discordâncias encontradas nos perfis, foram separadas quantitativamente e qualitativamente e seus resultados são apresentados na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 – Composição granulométrica quantitativa e qualitativa das frações maiores (> 2mm) das amostras totais para os perfis.

Horiz.	Prof. (cm)	Frações da Amostra			Tipos de Material %						⁽³⁾ Outros
		Total %			Concentração Absoluta ⁽¹⁾			Concentração Relativa ⁽²⁾			
		TF	Cascalho	Calhau	Quartzo	Rocha	Outros ⁽³⁾	Quartzo	Rocha	Outros ⁽³⁾	
Perfil 1											
A	10	97,6	2,4	0	2,23	0,05	0,09	94,2	2,0	3,8	T,L
	20	98,1	1,9	0	1,88	0,04	0,02	97,0	2,1	0,9	T,L
B ₁	40	93,1	6,9	0	6,65	0,16	0,09	96,3	2,3	1,3	T,L,M
B ₂	75	80,8	19,2	0	18,85	0,21	0,15	98,2	1,1	0,8	T,L,M
LP ₁	95	50,4	49,6	0	48,07	1,03	0,55	96,8	2,1	1,1	T,L,M,P
C	120	69,5	26,2	4,3	29,82	0,69	0,00	97,7	2,3	0,0	-
LP ₂	145	51,8	33,5	14,7	42,83	5,37	0,00	88,9	11,1	0,0	-
Cr	165	96,9	3,1	0	2,22	0,85	0,02	72,0	27,5	0,6	T
	181	90	10	0	6,64	3,33	0,02	66,5	33,3	0,2	L,M
Perfil 2											
A	10	97,9	2,1	0	1,93	0,17	0,05	89,8	8,1	2,1	L,M
	20	93,5	6,5	0	5,95	0,42	0,15	91,3	6,5	2,3	T,L,M
B ₁	45	95,1	4,9	0	4,67	0,18	0,10	94,4	3,6	2,0	T,L,M
LP ₁	60	55,7	44,3	0	41,53	2,69	0,13	93,7	6,1	0,3	T,L,M
B ₂	80	83,0	17,0	0	15,16	1,62	0,20	89,3	9,6	1,2	-
LP ₂	120	38,3	52,4	9,3	47,24	14,42	0,02	76,6	23,4	0,0	T,L,M
Cr	140	94,4	5,6	0	3,49	2,07	0,00	62,8	37,2	0,0	-
	165	97,3	2,7	0	0,92	1,75	0,00	34,6	65,4	0,0	-
	190	93,4	5,3	1,3	1,76	4,80	0,00	26,8	73,2	0,0	M
Perfil 3											
A	10	96,5	3,5	0	3,27	0,15	0,08	93,4	4,4	2,3	T,L,M,P
	20	98,8	1,2	0	1,10	0,05	0,05	91,3	4,4	4,2	T,L,S
Bw ₁	40	97,7	2,3	0	2,05	0,10	0,09	91,3	4,5	4,2	T,L,M,P
	65	98,0	2,0	0	1,88	0,09	0,03	94,1	4,5	1,4	T,L,M,Ms
Bw ₂	130	96,6	3,4	0	3,23	0,10	0,09	94,5	3,0	2,5	T,L,M
	170	96,8	3,2	0	2,78	0,28	0,10	88,2	8,8	3,1	T,L,M,P
	210	95,5	4,5	0	4,21	0,24	0,10	92,4	5,3	2,3	T,L,M
	290	95,7	4,3	0	3,88	0,27	0,10	91,1	6,4	2,4	T,L,M
LP	340	57,2	28,2	14,6	39,27	3,19	0,34	91,8	7,5	0,8	T,M
Cr	370	93,5	6,5	0	2,35	4,16	0,02	36,0	63,7	0,3	T,L
	390	94,8	5,2	0	1,96	3,22	0,00	37,9	62,1	0,1	L
Perfil 4											
A	10	89,6	10,4	0	8,04	0,89	1,48	77,2	8,6	14,2	T,L,M,P,S
BA	35	93,9	6,1	0	4,68	1,29	0,14	76,6	21,0	2,3	T,P
Bi	70	97,2	2,8	0	2,16	0,37	0,26	77,5	13,2	9,3	T,M
LP	90	69,4	24,9	5,7	19,94	10,09	0,61	65,1	32,9	2,0	T,L,M,S
C ₁	110	95,9	4,1	0	1,85	2,25	0,02	44,9	54,7	0,4	T,L
	125	98,5	1,5	0	1,10	0,29	0,14	71,9	18,8	9,2	T,P
Cr	155	97,0	3,0	0	0,92	0,93	1,17	30,5	30,8	38,8	T,L,M,P
	190	99,3	0,7	0	0,56	0,15	0,01	78,1	20,8	1,1	T
Perfil 5											
LP	10	65,6	33,5	0,9	26,00	7,92	0,48	75,6	23,0	1,4	T,L,M,S
C ₁	25	97,4	2,6	0	2,16	0,41	0,02	83,1	15,9	1,0	T
C ₂	40	98,3	1,7	0	1,00	0,67	0,00	59,6	40,4	0,0	L
	60	95,7	4,3	0	3,95	0,39	0,00	91,0	9,0	0,0	T,M
Cr	95	96,5	3,5	0	2,02	1,48	0,00	57,8	42,2	0,0	-
	120	97,2	2,8	0	1,43	1,38	0,00	50,9	49,1	0,0	-
Perfil 6											
A	5	99,0	1,0	0	0,75	0,13	0,11	75,8	13,0	11,2	L,M,P
AB	20	97,1	2,9	0	2,00	0,49	0,42	68,7	16,9	14,4	L,M,P,S
Bw ₁	40	97,9	2,1	0	1,49	0,19	0,37	72,3	9,5	18,2	L,M,P,Ms
Bw ₂	54	90,3	9,7	0	8,60	0,86	0,27	88,4	8,8	2,8	L,M,P,F
Bw ₃	110	98,0	2,0	0	1,56	0,34	0,14	76,4	16,6	7,0	L,M,P,F
	140	97,2	2,8	0	1,87	0,97	0,01	65,8	34,0	0,2	L,Ms
C ₁	152	99,5	0,5	0	0,45	0,07	0,01	85,1	13,3	1,5	L,M,Ms
C ₂	182	99,9	0,1	0	0,09	0,00	0,00	100,0	0,0	0,0	-
Cr	210	99,4	0,6	0	0,17	0,42	0,00	29,6	70,4	0,0	-

Continua...

Tabela 4.4, continuação.

Horiz.	Prof. (cm)	Frações da Amostra			Tipos de Material %						⁽³⁾ Outros
		Total %			Concentração Absoluta ⁽¹⁾			Concentração Relativa ⁽²⁾			
		TF	Cascalho	Calhau	Quartzo	Rocha	Outros ⁽³⁾	Quartzo	Rocha	Outros ⁽³⁾	
Perfil 7											
A	10	98,9	1,1	0	1,06	0,03	0,04	94,1	2,6	3,3	L,M
AB	30	99,4	0,6	0	0,60	0,00	0,01	98,8	0,0	1,2	L
Bw ₁	75	98,5	1,5	0	1,50	0,02	0,01	98,4	1,1	0,5	L
Bw ₂	163	98,4	1,6	0	1,59	0,03	0,00	98,3	1,7	0,0	L
	277	97,9	2,1	0	2,07	0,04	0,04	96,2	1,9	1,9	T,L,F
Bw ₃	398	99,1	0,9	0	0,89	0,00	0,03	96,9	0,0	3,1	L,M
Bw ₄	450	99,1	0,9	0	0,92	0,01	0,01	97,7	1,0	1,3	F
Bw ₅	495	99,5	0,5	0	0,50	0,00	0,01	98,8	0,0	1,2	L,Ms
Bw ₆	568	99,6	0,4	0	0,36	0,02	0,01	93,4	5,1	1,5	L
2C ₁	640	95,3	4,7	0	4,31	0,35	0,04	91,6	7,5	0,9	-
3C ₂	667	87,4	12,6	0	11,68	0,90	0,07	92,4	7,1	0,5	T,L,M,Ms
4C ₃	695	78,8	15,3	5,9	20,04	1,03	0,08	94,7	4,9	0,4	T,L
5C ₄	735	97,6	2,4	0	2,27	0,16	0,00	93,4	6,4	0,2	L,Ms

(1) Soma das porcentagens dos tipos de fragmentos em proporção das amostras de cascalho e calhau juntas (>2mm) em relação à amostra total. (2) Proporção dos tipos de fragmentos em relação às frações cascalho e calhau juntas, correspondendo a 100%. (3) Outros – correspondem aos seguintes minerais: T-Turmalina; L-Limonita/goethita/hematita; M-Magnetita limonitizada; P-Óxidos de manganês (Pirolusita); S-Pirita limonitizada; Ms-Muscovita; F-Feldspato.

De forma geral, a composição granulométrica total apresenta, em todos os perfis, alta proporção de terra fina (<2mm) em detrimento de baixas proporções de partículas maiores que 2mm na composição do perfil, com exceção das linhas de pedra.

Nos horizontes A dos perfis foi observado que a proporção de material grosso é um pouco maior que os horizontes subjacentes, podendo ser explicado pelo mesmo fato que proporciona um aumento na concentração de areia neste horizonte, ou seja, pela ação mais efetiva do escoamento superficial. Além disso, proporções significativas de cascalhos podem ser transportadas e adicionadas aos horizontes superficiais pelo escoamento superficial, como sugerido por Portilho (2003).

Observa-se que há uma tendência, após o horizonte A, de crescimento das frações grossas nos horizontes sobrejacentes às linhas de pedra em direção a estas, como pode ser observado na tabela 4.4. O Perfil 4 apresenta-se como exceção, uma vez que a concentração do material grosso decresce até a linha de pedra.

Nos perfis 6 e 7 não foram identificadas em campo linhas de pedra, contudo, observa-se no Perfil 6 um pequeno aumento da fração cascalho no horizonte B2 e, no Perfil 7, nas camadas aluviais.

Na maioria das linhas de pedra encontradas nos perfis, além da fração cascalho, aparece em quantidade significativa a fração calhau, aumentando portanto, em quantidade e

tamanho, a fração grossa do solo (Tab. 4.4). Aparecem como exceções as linhas de pedra superiores – LP1 – dos perfis 1 e 2 que não apresentam fração calhau em sua composição (Tab. 4.4).

Em termos qualitativos, a maioria das linhas de pedra apresenta maior quantidade relativa de fragmentos de rocha do que nos horizontes superiores, e, nos perfis 4 e 5, maior que algumas amostras do horizonte C (Tab. 4.4). Este fato poderia condizer com uma evolução normal de um perfil através da pedogênese. Contudo, a concentração absoluta de fragmentos de rocha também é maior nas linhas de pedra que naqueles horizontes sobrejacentes e subjacentes a ela.

A esse respeito, Cruz *et al.* (2004) sugeriram, com base na maior presença de fragmentos de xisto nas linhas de pedra do que no horizonte C – que a princípio teria que ter maior quantidade de fragmentos pouco intemperizados –, uma origem coluvial para os materiais que a recobrem. No entanto, essa característica pode ter sido proporcionada pela maior resistência da rocha de origem desses fragmentos.

Os fragmentos de rocha mais resistentes encontrados disseminados em menor quantidade na massa do solo e concentrados nas linhas de pedra foram, provavelmente, formados em zonas de cisalhamento, bastante comuns na região, onde o hidrotermalismo que deu origem aos veios de quartzo poderia ter conferido maior resistência à rocha encaixante. Posteriormente, após serem parcialmente intemperizados, estes materiais podem ter sido disseminados ao longo da superfície através de transporte, mas também podem ter sido concentrados durante o intemperismo e esvaziamento geoquímico da rocha sã que não foi diretamente afetada pelo cisalhamento e pela atividade hidrotermal.

Uma consideração importante, não levantada por aqueles autores, foi a presença de fragmentos líticos na massa do solo sobrejacente às linhas de pedra, como pode ser constatado na Tabela 4.4. Apesar de ter sido encontrada concentração muito pequena em termos absolutos, fragmentos desse tamanho em uma massa extremamente intemperizada sugere que o material fino pode ter sido previamente intemperizado e mobilizado mecanicamente, se misturando ao material mais resistente das zonas de cisalhamento e veios de quartzo. Essa configuração apresenta características semelhantes às evidências macro e micromorfológicas que atestam a mistura de materiais em diferentes estágios de intemperismo em solos desenvolvidos sobre materiais coluviais investigados por

Modenesi-Gauttieri & Toledo (1996) e Figueiredo *et al.* (2004). Modenesi-Gauttieri & Toledo (1996) demonstraram mistura de materiais, em análises de macro e micro escala, através da detecção da coexistência de fragmentos de rocha frescos ou pouco intemperizados lado a lado com plasma e grãos de esqueleto. Relíquias de rochas encontradas em macro escala e, sobre o ponto de vista micromorfológico, relíquias encontradas em contato abrupto com o plasma, foram associadas à presença de materiais coluviais por Figueiredo *et al.* (2004).

Ainda em relação à composição das frações grossas, de forma geral, nos horizontes A, B, e LP há a predominância, em termos relativos e absolutos de fragmentos de quartzo. Nos perfis 1, 2, 3 e 7 a participação de rocha na composição relativa dos horizontes superiores é pequena, aumentando sua importância nos perfis 4 e 6 (Tab. 4.4). Nos horizontes C dos perfis observa-se diminuição na concentração de cascalhos após as linhas de pedra, representando a descontinuidade observada em campo. Nestes horizontes a concentração de cascalhos, apesar de ainda ser predominantemente de quartzo, tem crescente participação relativa de fragmentos de rocha em profundidade (Tab. 4.4).

Foram encontradas nos perfis, além de fragmentos de quartzo e rocha, pequenas quantidades de minerais cujas concentrações tendem a diminuir tanto em quantidade, em termos relativos, quanto em diversidade a medida que se aprofunda no perfil (Tab. 4.4). Considerando os tipos de minerais e a fração em que eles foram encontrados, eles podem significar enriquecimento relativo, pela formação de minerais secundários durante o processo de intemperismo, no caso da limonita/goethita/hematita e da pirolusita, ou por resistência ao intemperismo, no caso de minerais como a turmalina, magnetita e pirita.

Analisados em termos absolutos, a concentração dos minerais encontrados, que em sua maioria são classificados como minerais pesados, é maior quanto maior é a concentração das frações grossas, ou seja, de forma geral tendem a coincidir com as linhas de pedra (Tab. 4.4) e podem ter se concentrado junto a essa pelo transporte de materiais.

4.3. Assinatura geoquímica da cobertura pedológica

4.3.1. Composição química do perfil de alteração

A análise química conjunta dos perfis de alteração permite, através da concentração dos elementos constituintes do perfil de alteração, o diagnóstico dos materiais de origem dos solos bem como as alterações a que foram submetidos ao longo do seu desenvolvimento.

De forma geral, observa-se a partir das análises que a concentração de elementos facilmente mobilizados é extremamente baixa (Tab. 4.5). Pode-se observar que há um decréscimo gradativo da base para o topo do perfil nas concentrações dos elementos Mg, Na, e K. Os solos são caracterizados também por altas concentrações de sílica, alumínio e ferro, tendo também concentração relativamente alta de potássio.

Tabela 4.5 – Análise química total, matéria orgânica e pH das amostras por perfil.

Horiz.	Prof. (cm)	dag/Kg										Zr mg/Kg	MO dag/Kg	pH	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅				LOI _(t)
Perfil 1															
A	10	56,6	0,64	24,2	4,25	0,03	0,64	0,06	0,13	2,61	0,05	6,45	294	1,74	3,76
	20	55,2	0,66	25,3	4,48	0,04	0,73	0,06	0,15	2,95	0,05	6,32	310	1,37	3,63
B ₁	40	54,3	0,69	24,8	4,46	0,03	0,76	0,05	0,15	3,09	0,06	6,46	300	1,00	3,82
B ₂	75	55,6	0,66	23,2	5,25	0,03	0,69	0,06	0,14	2,87	0,05	6,77	275	0,67	3,99
LP ₁	95	54,0	0,68	23,6	5,21	0,03	0,80	0,06	0,16	3,55	0,05	7,08	257	0,45	4,13
C	120	55,8	0,74	23,9	5,47	0,03	0,82	0,06	0,18	3,89	0,06	6,19	241	0,37	4,16
LP ₂	145	55,1	0,67	23,6	5,33	0,03	0,72	0,06	0,17	3,52	0,06	6,15	227	0,33	4,29
Cr	165	56,3	0,64	23,2	5,11	0,04	0,73	0,06	0,17	3,65	0,06	6,22	260	0,30	4,33
	181	54,3	0,68	23,8	5,15	0,03	0,78	0,06	0,18	3,89	0,06	5,89	252	0,22	4,44
Perfil 2															
A	10	55,9	0,58	25,1	4,72	0,03	0,60	0,06	0,12	2,44	0,06	5,83	265	1,65	3,88
	20	56,4	0,60	24,2	4,52	0,03	0,67	0,06	0,13	2,63	0,06	6,51	268	1,30	3,68
B ₁	45	54,8	0,67	25,0	4,93	0,03	0,76	0,06	0,14	2,99	0,06	7,21	279	0,97	3,83
LP ₁	60	56,1	0,69	24,0	5,11	0,03	0,75	0,06	0,14	2,98	0,05	7,13	261	0,88	3,86
B ₂	80	54,2	0,70	24,8	5,14	0,03	0,77	0,06	0,14	3,12	0,05	7,53	261	0,70	4,10
LP ₂	120	55,4	0,67	25,4	5,27	0,03	0,81	0,06	0,15	3,42	0,06	7,21	244	0,60	4,11
Cr	140	55,5	0,67	25,5	5,24	0,03	0,79	0,06	0,16	3,45	0,06	7,11	215	0,47	4,34
	165	56,3	0,67	25,4	5,04	0,03	0,79	0,06	0,16	3,53	0,06	6,21	186	0,23	4,27
	190	55,4	0,55	25,6	5,10	0,03	0,86	0,06	0,18	3,81	0,05	6,25	244	0,21	4,17
Perfil 3															
A	10	55,6	0,60	24,8	4,88	0,03	0,72	0,06	0,13	2,77	0,05	6,27	249	1,37	3,59
	20	55,3	0,61	25,1	4,89	0,03	0,72	0,06	0,13	3,01	0,05	7,81	246	1,54	3,74
Bw ₁	40	54,9	0,69	25,4	5,06	0,03	0,74	0,06	0,13	3,21	0,06	8,13	246	1,24	3,84
	65	55,6	0,65	25,0	5,30	0,03	0,78	0,07	0,13	2,86	0,06	7,71	251	0,79	4,01
Bw ₂	130	55,0	0,68	25,5	5,21	0,03	0,78	0,06	0,16	3,13	0,05	7,87	229	0,60	4,02
	170	55,6	0,66	25,7	5,68	0,03	0,81	0,05	0,15	3,13	0,05	6,23	219	0,36	3,96
	210	54,0	0,68	25,7	5,87	0,03	0,81	0,05	0,14	3,16	0,06	6,89	227	0,36	3,83
	290	55,9	0,66	25,4	5,36	0,03	0,82	0,05	0,15	3,19	0,06	6,93	197	0,22	3,96
LP	340	54,8	0,63	26,3	5,29	0,03	0,83	0,05	0,16	3,35	0,06	6,63	180	0,45	3,81
Cr	370	55,0	0,66	25,8	5,46	0,03	0,92	0,07	0,19	3,68	0,05	6,11	255	0,23	3,99
	390	55,3	0,71	25,4	5,50	0,06	0,87	0,06	0,15	3,65	0,05	6,96	252	0,23	4,03
Perfil 4															
A	10	54,8	0,59	26,0	4,88	0,03	0,69	0,06	0,15	2,69	0,06	8,54	244	2,46	3,69
BA	35	55,1	0,68	25,8	5,46	0,03	0,71	0,06	0,11	2,94	0,06	7,21	237	1,10	3,96
Bi	70	54,2	0,63	25,8	5,62	0,03	0,79	0,06	0,14	3,18	0,06	7,32	230	0,75	4,03
LP	90	55,4	0,67	25,5	5,57	0,04	0,87	0,06	0,16	3,56	0,06	6,78	233	0,56	4,16
C ₁	110	55,7	0,60	24,8	5,12	0,03	0,83	0,06	0,12	3,32	0,06	6,95	240	0,62	4,10
	125	54,9	0,58	25,6	4,72	0,03	0,81	0,08	0,15	3,51	0,06	6,89	261	0,40	4,03
Cr	155	55,5	0,52	26,1	4,78	0,03	0,79	0,06	0,11	3,17	0,06	7,03	281	0,40	4,10
	190	56,8	0,58	26,4	4,48	0,03	0,74	0,06	0,16	3,25	0,06	6,27	272	0,20	4,29

Continua...

Tabela 4.5, continuação.

Horiz.	Prof. (cm)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI ⁽¹⁾	Zr	MO	pH
							dag/Kg					mg/Kg			
Perfil 5															
LP	10	55,8	0,49	27,5	3,60	0,04	0,67	0,06	0,13	2,74	0,05	6,84	257	1,94	3,88
C ₁	25	54,6	0,56	26,3	4,16	0,03	0,87	0,06	0,14	3,39	0,06	6,22	231	0,98	4,24
C ₂	40	56,1	0,49	26,1	3,73	0,04	0,87	0,06	0,15	3,29	0,06	6,48	220	0,65	4,32
	60	55,8	0,50	27,6	3,74	0,04	0,85	0,06	0,15	3,54	0,05	5,62	194	0,33	4,44
Cr	95	55,8	0,50	26,5	4,12	0,04	1,05	0,06	0,12	3,75	0,05	6,54	191	0,08	4,47
	120	53,1	0,48	26,7	3,61	0,04	1,06	0,06	0,14	3,59	0,05	6,32	203	0,04	4,49
Perfil 6															
A	5	54,9	3,29	17,6	14,1	0,06	0,29	0,06	0,08	1,72	0,07	6,21	199	2,69	4,22
AB	20	52,3	3,36	17,2	14,9	0,06	0,29	0,06	0,08	1,74	0,07	6,54	218	2,28	4,21
Bw ₁	40	54,4	3,19	18,0	14,6	0,05	0,29	0,06	0,08	1,74	0,07	6,36	209	1,81	4,49
Bw ₂	54	54,3	2,96	16,4	15,0	0,05	0,29	0,06	0,08	1,71	0,07	7,11	214	1,33	4,55
Bw ₃	110	56,1	1,84	18,0	9,77	0,04	0,38	0,06	0,09	2,17	0,06	8,12	227	0,57	4,65
	140	54,9	1,44	22,4	8,22	0,04	0,44	0,06	0,10	2,38	0,06	7,65	260	0,45	4,58
C ₁	152	55,3	1,01	24,3	6,10	0,05	0,49	0,06	0,12	2,54	0,06	7,62	250	0,19	4,51
C ₂	182	56,0	0,51	24,3	3,60	0,04	0,50	0,06	0,13	2,75	0,07	7,16	243	0,13	4,33
Cr	210	55,8	0,52	26,3	3,56	0,05	0,56	0,06	0,14	3,11	0,06	7,19	234	0,18	4,27
Perfil 7															
A	10	54,8	0,64	24,1	5,67	0,05	0,66	0,12	0,12	3,01	0,06	8,76	237	2,67	3,82
AB	30	55,5	0,72	24,6	6,41	0,04	0,71	0,06	0,11	2,85	0,06	6,98	235	1,53	3,94
Bw ₁	75	56,3	0,71	24,3	6,36	0,04	0,69	0,11	0,12	2,87	0,06	6,13	243	1,18	4,14
Bw ₂	163	56,3	0,71	23,7	5,87	0,04	0,71	0,05	0,14	2,84	0,05	8,12	246	0,54	4,49
	277	55,2	0,65	24,6	5,60	0,04	0,72	0,06	0,14	2,90	0,06	8,04	224	0,42	4,30
Bw ₃	398	54,8	0,73	25,0	6,24	0,04	0,72	0,06	0,13	2,89	0,05	7,21	237	0,40	3,82
Bw ₄	450	55,4	0,74	23,6	6,15	0,04	0,78	0,05	0,13	2,99	0,06	6,38	241	0,48	3,87
Bw ₅	495	55,9	0,77	24,2	6,58	0,04	0,74	0,05	0,12	3,08	0,05	6,87	245	0,30	4,10
Bw ₆	568	56,0	0,85	22,4	7,12	0,04	0,68	0,06	0,11	2,94	0,05	7,15	288	0,38	4,42
2C ₁	640	56,5	0,57	25,8	3,48	0,04	0,07	0,06	0,13	2,88	0,05	6,74	278	0,19	4,52
3C ₂	667	54,9	0,45	23,6	3,12	0,04	0,05	0,06	0,11	2,44	0,05	6,89	251	0,09	4,38
4C ₃	695	56,1	0,46	23,2	2,99	0,04	0,05	0,06	0,13	2,45	0,06	7,16	233	0,14	4,44
5C ₄	735	54,0	0,50	22,1	3,35	0,04	0,62	0,06	0,15	2,48	0,05	7,18	260	0,16	4,34

(1) Perda por ignição

Os valores de pH dos perfis indicam acidez forte a muito forte, apresentando geralmente valores maiores quanto mais próximo às rochas (Tab. 4.5). O Perfil 6 aparece como exceção, apresentando valores de pH menores em direção à base do perfil. Os perfis 3 e 7 apresentaram maiores variações de pH, revelando também valores maiores à medida que se aproxima da base do perfil.

Os teores de matéria orgânica são relativamente baixos e apresentam diminuição em profundidade em todos os perfis, apresentando pequeno aumento somente em algumas amostras (Tab. 4.5). Este padrão aponta para uma seqüência normal de distribuição ao longo do perfil, diminuindo exponencialmente em profundidade (Resende *et al.*, 2002). Sugere, ainda, a ausência de horizontes enterrados nos perfis analisados.

O potássio aparece como único elemento de relativa mobilidade e com concentrações importantes que tendem a aumentar à medida que se aproxima do substrato rochoso. Este fato pode revelar a presença de minerais primários como feldspatos potássicos e,

principalmente, muscovita, dominante no material de origem xistosa da maioria dos perfis (Lima & Valadão, 2002; Lages, 2005). Lima & Valadão (2002) caracterizam os xistos da região em estudo como clorita-quartzo-muscovita xisto, aonde a participação da muscovita chega a 65% entre os constituintes da rocha.

As concentrações dos elementos apresentam, em geral, valores semelhantes para a maioria dos perfis, o que demonstra semelhança entre os materiais de origem dos solos. O Perfil 6 aparece como exceção, apresentando concentrações diferentes para a maioria dos elementos.

No perfil 6, que tem como material de origem rochas metabásicas, o teor de alumínio é menor em detrimento da maior concentração de ferro e titânio, o que é característico desse material de origem, diferindo-o dos outros perfis. Também se observam, em função do tipo de material, concentrações menores de potássio e valores maiores de pH, principalmente nos horizontes superiores (Tab. 4.5). Considerando os elementos Fe, Ti, Al, e K, pode-se observar que geoquimicamente os horizontes superiores – A e B – diferem consideravelmente da base – horizonte C – que por sua vez se correlaciona com as concentrações dos perfis onde os materiais de origem são rochas ácidas (xisto/milonito), refletindo a hipótese levantada em campo de que no perfil haveria mais de um material de origem, já que na base do horizonte C foi encontrada rocha pouco alterada com característica granítica.

Para proporcionar melhor separação entre os materiais de diferentes características geoquímicas, foi utilizada análise discriminante (Fig. 4.4), tendo como principais elementos discriminantes o Fe, Ti, Al, e K, uma vez que os teores de Fe e Ti tendem a ser maiores nas rochas metabásicas do que em rochas graníticas, enquanto os teores de Al e K tendem a ser menores (Taylor & Enggleton, 2001).

Na Figura 4.4 pode-se distinguir claramente os materiais originados de rocha metabásicas do conjunto em que os materiais de origem são rochas ácidas. Nota-se, que os horizontes inferiores do Perfil 6 possuem características geoquímicas mais próximas aos horizontes dos outros perfis. Pode-se observar que a amostra correspondente à base do horizonte Bw3 (P6B3P140) apresenta características geoquímicas mais próximas das amostras dos outros perfis, sugerindo que parte do horizonte Bw3 tenha se desenvolvido sobre material de origem granítica, ou tenha se misturado a ele.

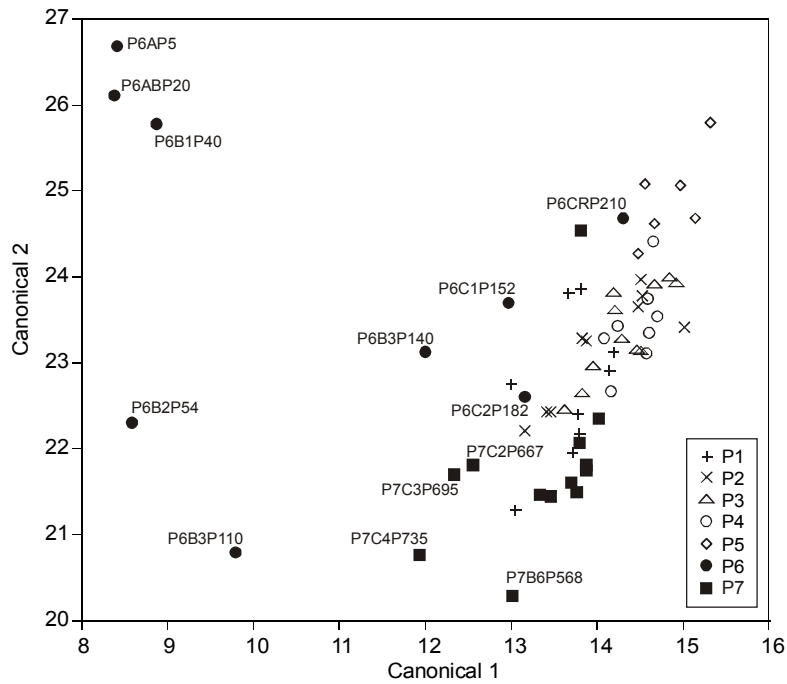


Figura 4.4 – Análise discriminante, utilizando correlação canônica, do conjunto de perfis. Note a nítida separação das amostras dos horizontes superiores do Perfil 6 e das camadas aluviais do Perfil 7. Os códigos das amostras dos perfis aparecem segundo perfil-horizonte-profundidade, respectivamente. Os elementos utilizados nesta análise foram: Fe, Ti, Al, K.

Além do Perfil 6, a análise discriminante permitiu distinguir claramente as amostras referentes às camadas aluviais do Perfil 7 (Fig. 4.4). As amostras dos perfis 1 a 5 apresentaram as mesmas características geoquímicas, não sendo possível a verificação de possíveis descontinuidades geoquímicas, como nos perfis 6 e 7.

4.3.2. Correlação entre propriedades químicas e granulométricas do solo e convergência mineralógica

A análise de correlação pode fornecer subsídios que indicam o relacionamento entre os elementos, e outras variáveis, bem como possíveis convergências mineralógicas. Para tanto foram utilizados além de elementos mais estáveis, a sílica e o potássio, bem como as propriedades granulométricas anteriormente descritas.

Na Figura 4.5 pode-se observar como estão agrupados os elementos e as classes granulométricas, bem como o grau de proximidade entre as variáveis e os agrupamentos. Observa-se a ocorrência de três agrupamentos distintos onde os graus de proximidade entre eles são mais representativos, a saber: (i) Ti, Fe e argila; (ii) Al, K, e silte; (iii) Zr e areia. A Sílica aparece fracamente associada ao terceiro e segundo grupo respectivamente.

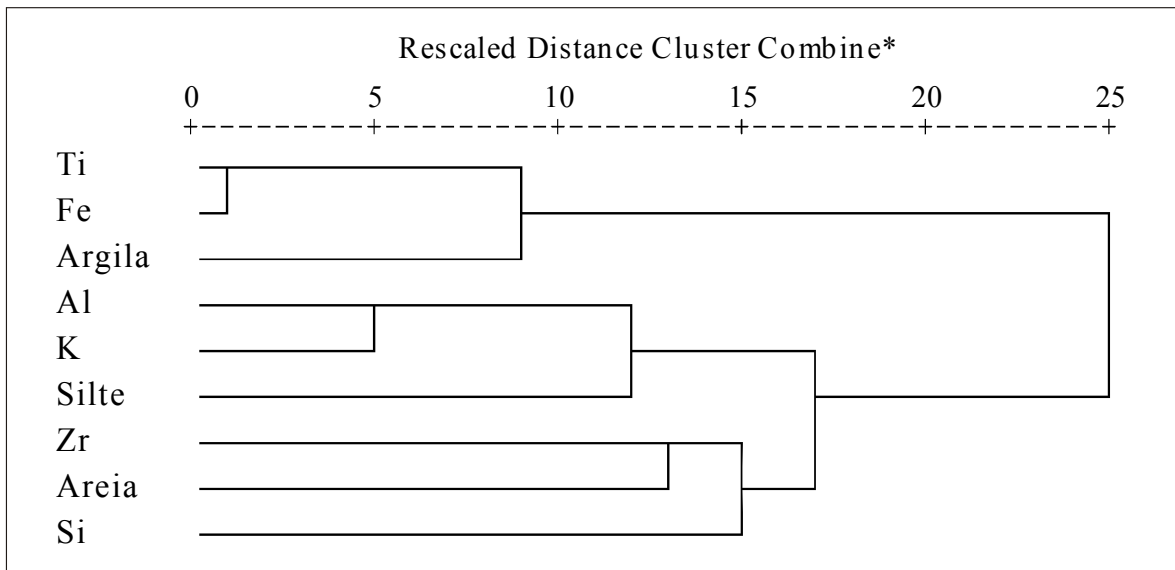


Figura 4.5 – Dendrograma da análise de cluster baseado no método *average-linkage (between groups)*, através da correlação de 65 amostras. *Valores da correlação recalculada: a correlação entre as variáveis variou de 0,97, próximo a zero, à - 0,40.

A correlação entre as propriedades químicas e granulométricas (Tab. 4.6) foi realizada tanto com as amostras dos perfis completos, como se dividindo as amostras segundo sua posição no perfil, a fim de se obter melhor compreensão da evolução do solo, já que as características mineralógicas dos horizontes superiores do perfil (solum) se diferenciam das características do horizonte C.

(i) *Ti, Fe e argila*

O Ti e o Fe apresentaram correlação forte positiva entre si no solum e no horizonte C, significando um comportamento semelhante entre os elementos (Tab. 4.6). Este fato sugere uma possível convergência mineralógica em torno de minerais primários e secundários titano-ferríferos, e/ou apresentaram o mesmo comportamento durante a evolução do solo.

Os minerais primários mais comuns associados com os dois elementos são a ilmenita e titano-magnetita, sendo estes mais comuns em rochas básicas (Milnes & Fitzpatrick, 1989). Contudo, é comum encontrar nos solos o Ti em fases secundárias separadas, principalmente como anatásio, e o Fe frequentemente associado aos óxidos secundários como a goethita e hematita. Assim, esses elementos podem ter sido derivados do intemperismo de minerais mais comuns como clorita, piroxênio, anfibólio e biotita (Allen & Hajek, 1989; Taylor & Enggleton, 2001). Esta hipótese é apoiada por estudos que demonstram que a maior parte do total de Ti encontrado nas rochas ocorre na forma de minerais silicatados (Milnes & Fitzpatrick, 1989). Em solos derivados de rochas ácidas é

comum também a presença de Ti como mineral primário na forma de rutilo (Milnes & Fitzpatrick, 1989), o que explica, em parte, o fato de nos solos derivados destas rochas a correlação entre o Ti e Fe ser menor.

Tabela 4.6 – Coeficientes de correlação de Spearman entre propriedades químicas e granulométricas.

	Si	Ti	Al	Fe	Zr	K	pH	MO
Solum + Horizonte C – n=65								
Ti	-0,2							
Al	0,05	-0,55**						
Fe	-0,2	0,85**	-0,45**					
Zr	0,15	-0,06	-0,14	-0,28*				
K	-0,04	-0,2	0,51**	-0,17	-0,14			
pH	0,10	0,03	-0,22	0,05	-0,27*	-0,01		
MO	-0,16	0,30*	-0,17	0,26*	0,09	-0,42**	-0,52**	
Areia	0,13	-0,53**	0,16	-0,61**	0,25*	-0,04	-0,14	-0,18
Silte	0,05	-0,18	0,39**	-0,18	-0,13	0,37**	0,32**	-0,28*
Argila	-0,16	0,62**	-0,37**	0,70**	-0,06	-0,52**	-0,20	0,49**
Solum – n=35***								
Ti	-0,19							
Al	-0,15	-0,64**						
Fe	-0,18	0,80**	-0,56**					
Zr	0,31	-0,34*	0,06	-0,65**				
K	-0,15	-0,27	0,63**	-0,32	0,06			
pH	-0,02	0,67**	-0,53**	0,77**	-0,43**	-0,30		
MO	-0,18	-0,16	-0,14	-0,20	0,06	-0,48**	-0,29	
Areia	0,16	-0,78**	0,54**	-0,83**	0,44**	0,18	-0,71**	0,21
Silte	-0,41*	0,21	-0,01	0,17	-0,15	-0,01	0,21	0,12
Argila	-0,07	0,67**	-0,36*	0,84**	-0,57**	-0,09	0,56**	-0,26
Horizonte C – n=25***								
Ti	-0,02							
Al	0,11	-0,26						
Fe	-0,15	0,89**	-0,13					
Zr	-0,05	0,17	-0,24	0,06				
K	-0,13	0,43*	0,19	0,59**	-0,2			
pH	0,09	-0,32	-0,03	-0,42*	-0,23	-0,27		
MO	0,02	0,40*	0,08	0,48*	-0,02	0,24	-0,56**	
Areia	-0,05	-0,42*	-0,23	-0,55**	0,02	-0,16	0,43*	-0,61**
Silte	0,14	-0,12	0,72**	-0,02	-0,29	0,24	-0,03	-0,10
Argila	-0,02	0,18	-0,12	0,11	0,48*	-0,49*	-0,22	0,44*

Níveis de significância: ** $p < 0,01$ e * $p < 0,05$. ***Calculado eliminando-se as amostras das linhas de pedra que separam o solum do horizonte C.

A relação próxima entre o grupo desses dois minerais e o comportamento da argila sugere que esses minerais possam estar mais presentes em fases minerais secundárias (Fig. 4.5). Como pode ser observado na matriz de correlação (Tab. 4.6), no horizonte C não há correlação significativa entre o Ti e Fe com a argila, o que sugere maior participação de minerais primários presentes em outras frações. No solum, a correlação entre os elementos e a fração argila sugere que estes, além do mesmo comportamento, estão, em sua maioria, associados a minerais secundários. Entretanto, a correlação entre o Ti e argila é menor, indicando também que há participação de minerais primários portadores desse elemento, como o rutilo. Este fato ocorre principalmente na seqüência de solos da vertente do Córrego do Quebra.

(ii) Al, K e silte

A associação entre o comportamento do Al, K e a fração silte observada na Figura 4.5 sugere, como hipótese levantada anteriormente, uma possível convergência mineralógica em torno principalmente da muscovita, mineral mais comum no material de origem (Lima & Valadão, 2002) e freqüentemente encontrada no solo na fração silte, e até mesmo na fração areia, por certa resistência desse mineral ao intemperismo (Fanning *et al.*, 1989). Também podem estar associados a uma fase mineralógica secundária, em que o K fica mantido na estrutura do mineral, como as ilitas.

Entretanto, essas associações podem explicar, somente em parte, o comportamento dessas variáveis nos perfis, já que, considerando a correlação dos perfis completos (Tab. 4.6), o Al e K apresentam correlação moderada, e a correlação entre eles e o silte é baixa.

Apesar dessas associações aparecerem quando se analisam todas as amostras dos perfis, o comportamento desses elementos aparece de forma distinta entre o horizonte C e o solum (Tab. 4.7). No horizonte C o Al apresenta correlação forte somente com a fração silte, enquanto no solum, apresenta correlação moderada com o K e areia. Este fato sugere que no horizonte C há uma maior participação de outros minerais associados ao Al que no solum. No solum, a correlação positiva significativa entre Al, K e areia indica, novamente, a importância da participação da muscovita no solo, uma vez que esta é mais resistente ao intemperismo em frações mais grossas (Fanning *et al.*, 1989). A esse respeito, Lages (2005) identificou grande proporção de muscovita nas frações areia, menor somente que o quartzo, em amostras coletadas a poucos metros de um dos perfis investigados neste trabalho. Essa autora também identificou a presença de caulinita nessa fração, possivelmente devido à neoformação.

(iii) Zr e areia

O comportamento do Zr apresenta certa semelhança com o comportamento da fração areia (Fig. 4.8), demonstrada pela correlação significativa positiva em relação ao perfil completo, embora essa correlação seja baixa (Tab. 4.6). No horizonte C, a correlação moderada com a fração argila demonstra certa tendência do elemento a diminuir sua concentração em profundidade, assim como a argila. No solum, a correlação entre o Zr e a fração areia é positiva moderada, sugerindo que o aumento da concentração do Zr está

relacionado ao aumento relativo da fração areia, em detrimento da fração argila, a qual apresentou correlação negativa.

A correlação entre o Zr e a fração areia também sugere que a presença deste elemento está relacionada principalmente a minerais primários, e, juntamente com a ausência de correlação com outros elementos, indicam que este elemento encontra-se principalmente na forma de zircão. Allen & Hajek (1989) e Milnes & Fitzpatrick (1989) relatam que o zircão é o mais importante e abundante mineral de Zr e sua ocorrência em solos como mineral residual está ligada ao seu caráter altamente inerte ao intemperismo, tendendo a se concentrar nos horizontes superiores da maioria dos solos pela dissolução e subsequente remoção dos constituintes mais alteráveis.

(iv) Outras correlações

O comportamento distinto entre o Al e Fe apontado pela correlação negativa entre eles no perfil completo, e, sobretudo no solum, onde a correlação é maior, apresenta-se diferente do comportamento esperado entre esses elementos numa evolução pedogenética normal de um solo (Birkeland, 1984; Taylor & Enggleton, 2001).

A correlação negativa significativa entre o pH, MO indica a associação inversa no comportamento destas variáveis, ou seja, o aumento da MO no topo do perfil é acompanhada pelo aumento na acidez (diminuição do pH). A análise total do perfil revela baixa ou nenhuma correlação do pH e da MO com os elementos. A correlação negativa entre o pH e o Al no solum comprova que a presença do Al também proporciona aumento na acidez do solo, como sugerido na literatura (Tan, 1992).

A correlação positiva significativa do Fe e Ti com o pH no solum indica a mesma tendência de diminuição em direção ao topo do perfil.

A correlação negativa significativa entre os grupos de elementos Ti-Fe e Al-Zr verificada principalmente no solum demonstra que, nesta parte do perfil, esses elementos tendem a ter comportamento divergente, o que pode ser explicado pela associação desses elementos à frações granulométricas distintas (Fig. 4.5).

A sílica não apresentou correlação significativa com os outros elementos e as propriedades granulométricas no solo (Tab. 4.6). A análise do perfil por zonas demonstrou o mesmo comportamento. Este fato é esperado, visto a diversidade de minerais primários e secundários que contém este elemento em sua composição.

(v) Considerações gerais

De modo geral, as correlações significativas apresentaram-se em sua maioria com valores moderados, apresentando, somente em alguns casos, valores de correlação considerados fortes ($>0,75$). Este fato ocorre devido à grande complexidade dos processos de formação da cobertura pedológica, os quais envolvem a influência de grande número de variáveis.

Ainda assim, as correlações, apesar de poderem explicar somente em parte algumas relações que ocorrem no solo, ajudam a entender como estão relacionadas as variáveis químicas e as propriedades físicas do solo.

4.3.3. Comportamento das curvas de concentração dos elementos “imóveis”

As características dos elementos de menor mobilidade que são objeto principal deste estudo – Fe, Ti, Al e Zr –, demonstram, de forma geral, variações no comportamento de suas respectivas curvas ao longo dos perfis, na maioria das vezes apresentando comportamento errático, e, considerando alguns elementos e perfis, tendências claras na direção das curvas de concentração dos elementos (Fig. 4.6). As descrições sobre o comportamento das curvas de concentração dos elementos “imóveis” serão analisadas por perfil, sendo que primeiramente serão descritos os perfis 6 e 7.

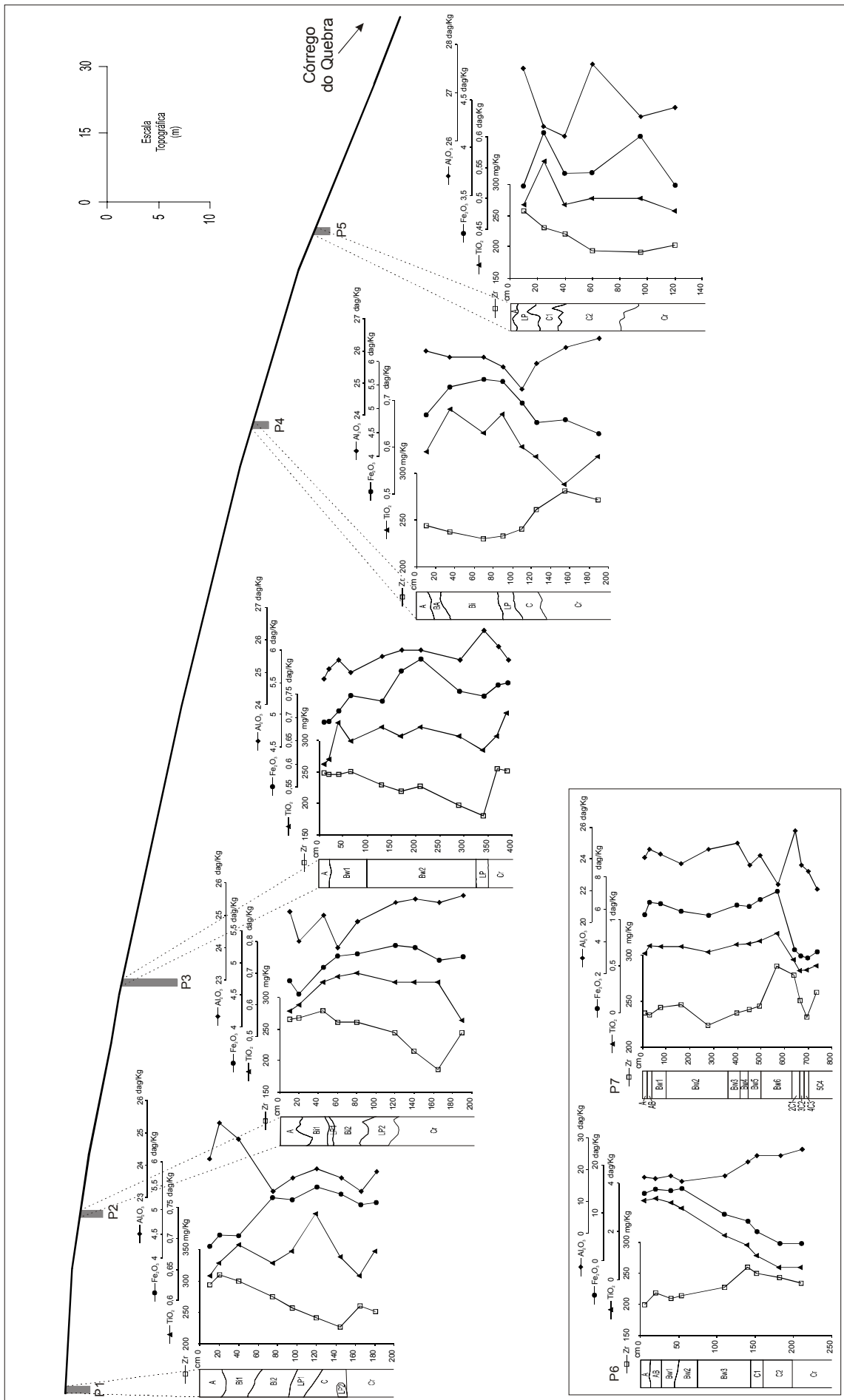


Figura 4.6 – Curvas de concentração dos elementos Zr, Ti, Fe, Al por perfil.

As curvas do Perfil 7, onde há depósitos aluviais recobertos por colúvio, indicam, para os quatro elementos analisados, mudança brusca com grande variação de teores na passagem do material coluvial para as camadas aluviais. Acima das camadas aluviais, o material coluvial apresenta poucas e suaves variações de Fe e Ti, apresentando porém, variações mais representativas nas curvas do Zr e Al. Pode-se observar, também, que no material coluvial a curva do Al apresenta comportamento totalmente errático, enquanto as curvas do Zr, Fe e Ti apresentam segmentos com tendência de diminuição na concentração em direção ao topo do perfil. A relação Zr/Ti aparece constante até a base da cobertura coluvial, apresentando um aumento brusco em direção às camadas aluviais (Fig. 4.7).

No Perfil 6, o comportamento dos elementos “imóveis” apresenta três segmentos distintos (Fig. 4.6). O primeiro correspondente às amostras da base do perfil à base do horizonte Bw3, Fe, Ti e Zr apresentam mesma tendência, com aumento em direção ao topo do perfil, enquanto o Al apresenta comportamento contrário. No segmento correspondente às amostras da base do horizonte Bw3 ao Bw2 há mudança brusca no comportamento dos elementos, sendo que o Fe e Ti apresentam aumento, e o Zr e Al apresentam diminuição em direção ao topo. Do horizonte Bw2 ao A as concentrações apresentam pequenas variações em relação ao Ti, Fe, Al. A relação Zr/Ti apresenta tendência a diminuir em direção ao topo, da base do perfil até o horizonte Bw2, a partir do qual fica praticamente constante até a superfície (Fig. 4.7).

No Perfil 1, todas as curvas apresentam comportamentos bastante diferentes entre si (Fig. 4.6). A curva do Zr apresenta comportamento mais estável e com tendência ao aumento em direção ao topo, a partir da segunda linha de pedra, onde há uma mudança no comportamento da concentração desse elemento. A curva do Fe apresenta tendência de aumento leve a partir da base do perfil até o horizonte C, apresentando, a partir da linha de pedra inferior, tendência à diminuição em direção ao topo do perfil. Na curva do Ti, foi observado comportamento errático, sendo, contudo, possível definir leve tendência no comportamento desse elemento a diminuir do horizonte C em direção à superfície. A curva do Al também apresenta comportamento errático e uma tendência ao aumento em direção à superfície no solum. A relação Zr/Ti apresenta comportamento semelhante ao Zr, com tendência ao aumento em direção aos horizontes superficiais a partir de mudança brusca de direção no horizonte C (Fig. 4.7).

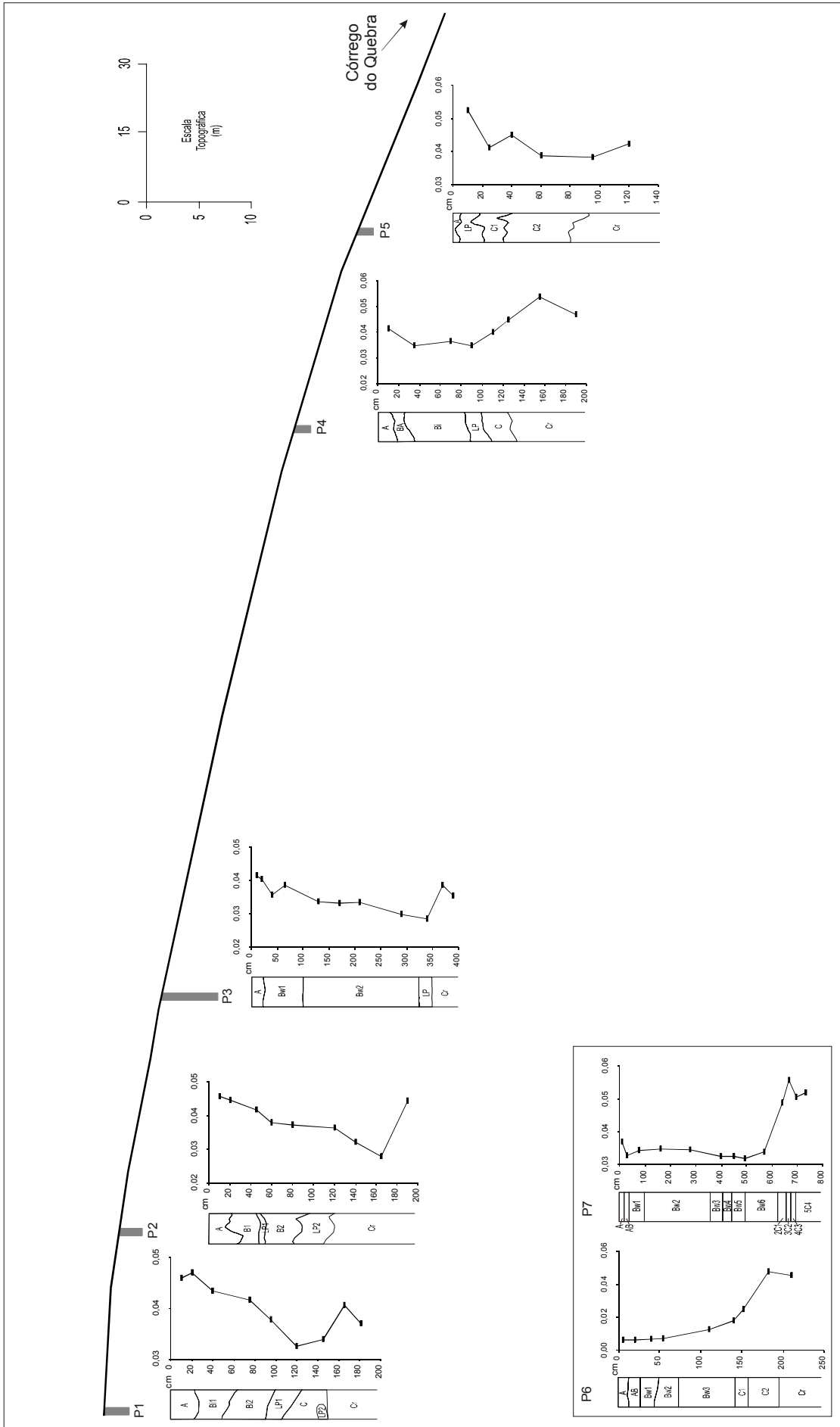


Figura 4.7 – Curvas de distribuição da relação Zr/Ti por perfil.

No Perfil 2, as características das curvas demonstram maiores variações geoquímicas na parte superior do perfil, até a primeira linha de pedra (Fig 4.6). Ti e Fe apresentam comportamentos semelhantes, com poucas variações da base do perfil até a primeira linha de pedras, a partir da qual há tendência ao decréscimo de suas concentrações até a superfície. O Zr apresenta variação brusca na segunda linha de pedra e comportamento errático no solum, com leve tendência ao acréscimo em direção ao topo. A curva do Al apresenta tendência à diminuição da base do perfil até a primeira linha de pedra, a partir da qual observa-se aspecto errático. A relação Zr/Ti demonstra duas pequenas quebras na tendência da curva, uma após a segunda linha de pedra e outra após a primeira, mas mantêm tendência ao aumento em direção ao topo do perfil (Fig. 4.7).

O comportamento nas curvas da maioria dos elementos do Perfil 3, principalmente a do Zr, aponta para uma discordância geoquímica entre a linha de pedra e o horizonte subjacente (Fig. 4.6). A curva do Ti apresenta tendência errática, com nítida separação dos horizontes A e C, devido à mudanças importantes em sua concentração. O Fe apresenta tendência ao aumento na concentração a partir da linha de pedra até aproximadamente a metade do horizonte Bw2, de onde passa a diminuir até superfície. A passagem da linha de pedra para o horizonte C não é bem marcada pelo comportamento do Fe. O comportamento do Al apresenta-se com tendência de decréscimo em direção ao topo do perfil no solum, sendo a passagem para o horizonte C marcada pela mudança no comportamento do elemento, que passa a aumentar em direção ao topo. O comportamento do Zr marca nitidamente uma discordância geoquímica pelo acréscimo significativo na concentração deste elemento nas amostras do horizonte C. Também mostra uma tendência ao aumento em direção ao topo, embora permaneça praticamente constante próximo à superfície. A relação Zr/Ti apresenta-se semelhante ao comportamento do Zr, a exceção do comportamento nos primeiros centímetros do solo (Fig. 4.7).

As características geoquímicas do Perfil 4 mostram nítida discordância entre o solum e o horizonte C (Fig. 4.6). O Zr e Al apresentam tendência de diminuição em suas concentrações da base do perfil até à linha de pedra, sendo no caso do Al até o topo do horizonte C, além de aumento na parte superior do perfil (solum) em direção à superfície. A concentração do Ti tende a aumentar em direção à superfície da base do perfil até a linha

de pedra, e a partir daí sua concentração aparece de forma errática no solum. O comportamento do Fe se apresenta com tendências contrárias ao comportamento do Zr e Al, revelando aumento em direção à superfície da base do perfil até a linha de pedra e diminuição da concentração progressivamente até o topo do perfil no solum. Porém, o comportamento do Fe marca a mesma discordância entre o solum e o horizonte C. A relação Zr/Ti também marca essa discordância geoquímica, com tendência a diminuir em direção ao topo do perfil até a linha de pedra, ficando constante a partir dela até a superfície (Fig. 4.7).

No Perfil 5, as curvas de concentração do Fe e Al apresentam comportamento errático. Observa-se na curva do Ti, com a exceção de um pico no horizonte C1, uma certa tendência desse elemento de permanecer constante no perfil. O Zr apresenta comportamento com tendência de aumento em direção ao topo do perfil. A relação Zr/Ti segue comportamento semelhante a do Zr (Fig. 4.7).

Em suma, a fim de se obter melhores associações do comportamento dos elementos entre perfis, tentou-se estabelecer tendências através de regressão¹⁰ (Tab. 4.7). Essas tendências também podem ser comparadas com tendências teóricas estabelecidas para perfis caracterizados por desenvolvimento *in situ* e que são geralmente encontradas na literatura.

Tabela 4.7 – Tendências gerais no comportamento dos elementos “imóveis”.

	Zr		Ti		Fe		Al		Zr/Ti		
	Tend.	R ²	Tend.	R ²	Tend.	R ²	Tend.	R ²	Tend.	R ²	
Perfil 1 – Solum	↗	0,81	↘	0,45	↘	0,90	↗	0,54	↗	0,92	
Perfil 2 – Solum	↗	0,55	↘	0,82	↘	0,82	↔	0,14	↗	0,93	
Perfil 3 – Solum	↗	0,93	↘	0,28	↘	0,57	↘	0,67	↗	0,89	
Perfil 4	Solum	↗	0,91	↘	0,47	↘	0,93	↗	0,81	↗	0,74
	Hor. C	↘	0,65	↔	0,17	↗	0,76	↘	0,91	↘	0,39
Perfil 5 – Hor. C	↗	0,69	↗	0,60	↔	0,17	↔	0,11	↔	0,10	
Perfil 6 – Solum	↘	0,81	↗	0,96	↗	0,84	↘	0,55	↘	0,90	
Perfil 7 – Solum	↘	0,27	↘	0,54	↘	0,30	↔	0,19	↗	0,41	
Perfil <i>in situ</i>	↗	Ref. 2,3,6	↗	Ref. 4,5	↗	Ref. 1,4,5	↗	Ref. 1,5	-	-	

Tendências: (↗) = enriquecimento em direção ao topo do perfil; (↘) = depleção em direção ao topo do perfil; (↔) = tendência não definida, R² < 0,25. Referências: 1 – Birkeland (1984); 2 – Allen & Hajek (1989); 3 – Milnes & Fitzpatrick (1989); 4 – Cornu *et al.*, (1999); 5 – Taylor & Enggleton (2001); 6 – Hodson (2002).

¹⁰ Para obtenção de linhas de tendência do software Excel foram utilizadas regressão linear e exponencial, de acordo com o melhor ajuste.

O Perfil 7 apresenta tendências definidas para a maioria dos elementos, porém com coeficientes de determinação baixos (ver R^2 – Tab 4.7). Provavelmente o coeficiente apresenta baixos valores pela maior mistura de materiais, já que são observadas duas tendências dentro do solum, uma errática do topo do perfil até a base do horizonte Bw2, e outra a partir deste horizonte até as camadas aluviais que é mais bem definida (Fig. 4.6). Neste perfil, todos os elementos analisados apresentam comportamento divergente do comportamento esperado verificado em solos desenvolvidos sobre material *in situ*, com depleção em direção ao topo do perfil, no caso do Zr, Ti e Fe, e com variações no caso do Al (Tab 4.7). Nos demais perfis a tendência da maioria dos elementos apresentam coeficientes de determinação com valores acima de 0,5, significando boa definição das tendências.

O comportamento do Zr apresenta-se de acordo com uma alteração *in situ* esperada para maioria dos perfis: 1, 2, 3, 4 (solum) e 5 (Horizonte C). Os perfis 6 e 7 apresentam comportamento divergente do esperado. Nota-se que no horizonte C do Perfil 4 o comportamento do Zr não corresponde ao comportamento esperado. Embora o comportamento teórico para materiais *in situ* desse elemento seja de enriquecimento em direção ao topo, consequência da depleção de outros elementos mais solúveis, vários autores relatam que a adição mecânica de material no perfil causa aumento na proporção desse elemento em direção ao topo (Colin *et al.*, 1993; Condie *et al.*, 1995; Tonui *et al.*, 2003).

Os comportamentos do Ti e Fe apresentam-se semelhantes no solum dos perfis 1, 2, 3, 4 e 7, aparecendo com tendência contrária a de um solo desenvolvido sobre material *in situ*. Somente no Perfil 6, a tendência aparece contrária para esses elementos. A tendência do horizonte C deste último corresponde ao comportamento esperado.

O Al apresenta comportamento mais variável entre os perfis, apresentando semelhanças com um solo desenvolvido sobre material *in situ* nos perfis 1 e 4 (solum). Nos perfis 3, 4 (horizonte C) e 6, o comportamento é o contrário ao esperado, não sendo possível nos outros perfis a verificação de uma tendência pela maior variação ao longo do perfil.

Somente no Perfil 6, o solum apresenta comportamento divergente dos demais para a relação Zr/Ti. Apesar de não haver uma tendência estabelecida, espera-se que esta relação não tenha variações bruscas ou mudança na tendência através do perfil quando ele é

desenvolvido sobre material *in situ* (Tsai & Chen, 2000; Oliveira & Jimenez-Rueda, 2002; Resende *et al.*, 2002 Tonui *et al.*, 2003).

4.3.4. Interpretação geoquímica da cobertura pedológica

A análise química total reflete a presença de manto de intemperismo extremamente lixiviado com depleção gradativa dos elementos móveis, o que reflete o avanço da frente de intemperismo (Birkeland, 1984; Thomas, 1994). Fe e Al permanecem com altas concentrações, devido ao enriquecimento relativo desses elementos. A sílica aparece em grandes concentrações em função da sua resistência na forma de quartzo, porém, também ocorre grande solubilização, particularmente quando associada a outros minerais silicatados, respondendo hoje por maior parte do esvaziamento geoquímico do manto de intemperismo (Salgado, 2002; Cruz, 2003).

A análise discriminante, juntamente com a análise do comportamento dos elementos imóveis dos perfis 6 e 7, demonstra nítida discordância geoquímica no interior dos perfis, refletindo diferenças dos materiais de origem e conseqüentemente o transporte de materiais.

As características geoquímicas do Perfil 6 indicam que os horizontes inferiores possuem maior relação com o material originado de rochas do embasamento, enquanto o material sobrejacente, originado de rochas metabásicas, apresenta características distintas. Este fato também pode ser confirmado através das grandes variações apresentadas nas curvas dos elementos imóveis e pela relação Zr/Ti. Essas associações indicam que o material originado de rochas metabásicas foi transportado sobre uma base desenvolvida em material de origem granítica, já que o contato é concordante com a topografia. O Horizonte Bw3 apresenta-se, geoquimicamente, como uma transição entre os diferentes materiais de origem, onde provavelmente ocorreu uma mistura de ambos durante o transporte, como pode ser observado nas relíquias encontradas em amostras desse horizonte (Fig. 4.8). As tendências contrárias dos elementos “imóveis” do Perfil 6 em relação aos demais perfis indicam que, além da composição química diferencial das rochas de origem, a mistura desses materiais tenha produzido uma gradação entre os materiais.

As características geoquímicas do Perfil 6 demonstram também que os materiais de origem dos solos referentes aos perfis 1 a 5 e perfil 7 não possuem relação com rochas

metabásicas, já que as características geoquímicas desses perfis são significativamente diferentes. Como a análise discriminante demonstra grande similaridade dentro e entre esses perfis, indicando semelhança entre o material de origem, a análise do comportamento desses elementos pode fornecer melhores subsídios para diferenciação dos materiais.



Figura 4.8 – Relíquias de materiais de origem do Perfil 6. O conteúdo da amostra do horizonte Bw3 a 140cm demonstra relíquias de rochas de diferente composição textural. 1 – relíquia de rocha de textura granítica; 2 - relíquia de rocha metabásica. Observe que a textura da relíquia da rocha granítica apresenta textura mais grossa proporcionada pelo crescimento maior dos quartzos.

Em termos gerais, a análise das tendências dos elementos imóveis apresentou características que sugerem o desenvolvimento da parte superior do solo (solum) tanto sobre material *in situ* como sobre material transportado. Particularmente o Zr, e o Al, em alguns perfis, apresentaram tendências que se assemelham com tendências típicas de alteração sobre material *in situ*, embora para o Zr a mesma tendência possa indicar transporte (Colin *et al.*, 1993; Condie *et al.*, 1995; Tonui *et al.*, 2003). No entanto, as tendências do Ti e Fe apresentaram-se contrárias à tendência normal esperada para uma alteração a partir de materiais *in situ* em quase todos os perfis.

As análises de cluster e correlação mostram que as diferenças encontradas nas tendências desses elementos, que a princípio deveriam ser semelhantes, em parte podem ser explicadas pela associação desses elementos à frações granulométricas distintas (Fig. 4.5 e Tab. 4.7). Assim, como na maioria dos perfis há menor concentração de argila e aumento da fração areia em direção ao seu topo (Tab. 4.3), as tendências entre Zr e Ti-Fe tendem a ser diferentes.

O comportamento do Al nos perfis se apresenta bastante complexo. Embora o Al tenha correlação com a fração silte, esta é mais representativa do horizonte C. No solum, a tendência desse elemento aparece associada também às outras frações e sua distribuição parece depender da proporção entre os minerais portadores na fração argila (caulinita e gibsitita) e o mineral portador associado à fração areia (muscovita) em relação aos outros minerais presentes na massa do solo.

A tendência na concentração do Al nos perfis aparece de forma distinta, variando com o tipo de solo. No Perfil 3, um Latossolo, o Al possui tendência contrária ao Zr e semelhante ao Fe e Ti. Naqueles Cambissolos em que foi possível definir uma tendência (perfis 1 e 4), a tendência é a mesma do Zr. Este fato sugere o transporte de alumino-silicatos de fração mais grossa sobre materiais mais argilosos, levando a uma acumulação absoluta de Al, como indicam as correlações e pode ser constatado na caracterização mineralógica realizada por Lages (2005). Por outro lado, também sugere que a maior atuação da erosão nos Cambissolos pode ter causado um desequilíbrio geoquímico, intensificando a retirada dos elementos de maior mobilidade, tendo como consequência um aumento relativo da concentração de Al no topo dos perfis dos Cambissolos, enquanto no Latossolo a tendência se mantém estabilizada.

Fica então evidente que, a distribuição desses elementos nos perfis da seqüência de solos reflete a atuação de processos pedológicos e morfodinâmicos contínuos. A retirada de material fino pela erosão superficial (Portilho, 2003) deixa os horizontes superficiais mais arenosos, conseqüentemente tem-se a diminuição dos elementos associados a frações finas – Fe, Ti e Al – e aumento relativo do Zr associado a frações mais grossas. Esse processo está associado a própria formação do horizonte A (horizonte de perda) (Duchaufour, 1982). Não há indícios de acumulação absoluta (horizonte Bt) ou transporte de argilas (cerosidade) nos perfis. As condições ambientais presentes, como a aglutinação da argila por óxidos de ferro (Figueiredo, 1999) e a presença da caulinita como maior constituinte da fração fina do solo (Lima & Valadão, 2002; Lages, 2005) dificultam o transporte. De acordo com Duchaufour (1982), quando as cargas da caulinita são neutralizadas por óxidos de ferro ou, em condições ácidas com pouca matéria orgânica, os complexos Al-Fe formam uma ponte entre argila e húmus, tornando a argila imóvel. Ademais, estudos micromorfológicos realizados nas duas vertentes da bacia do Córrego do Quebra não demonstraram nenhuma evidência de transporte de argilas (Rocha, 2004). Este fato leva a

conclusão de que somente a erosão hídrica superficial atua na diferenciação da textura dos materiais nos horizontes superficiais.

Embora a erosão hídrica superficial tenha atuação na diminuição das frações finas do solo limitada a poucos centímetros de profundidade, pode-se perceber pela distribuição da argila (Tab. 4.3) que ela tende a ter maior concentração no contato do solum com o horizonte C, a exceção dos perfis 3 e 6 nos quais a maior concentração fica na base do horizonte Bw1 e Bw2, respectivamente. Conseqüentemente, outros fatores estão associados à distribuição da argila, bem como à distribuição em profundidade dos elementos “imóveis” associados a ela.

Segundo Nahon (1991), em ambientes tropicais o plasma (argila e fração fina do esqueleto) tende a ser largamente eliminado, sendo colocado em suspensão ou solução. Como o transporte de finos em suspensão parece ser descartado, a dissolução de argilas e óxidos do topo dos perfis em direção à base seria uma hipótese plausível que poderia refletir a configuração da distribuição dos elementos “imóveis” encontrada nos perfis. Assim, como o enriquecimento do Zr é residual e o enriquecimento do Ti, Al e Fe parece ser sobretudo supergênico, a dissolução dos minerais secundários permitiria a configuração geoquímica encontrada nos perfis.

Não obstante a alteração dos minerais primários comumente resultar na liberação dos elementos Ti, Al e Fe, de acordo com suas propriedades químicas, esses tendem rapidamente a se precipitar, e somente em determinadas condições ambientais, seriam móveis. Apesar da aparente resistividade desses elementos no ambiente, alguns autores sugerem o transporte do Ti, Al e Fe em ambientes e condições específicas (Duchaufour, 1982; Lucas *et al.*, 1990; Cornu *et al.*, 1999).

A correlação do Fe e do Ti com o pH sugere que um aumento da acidez na parte superior do solo (solum) poderia ocasionar a mobilização destes elementos através da dissolução de seus minerais portadores. Entretanto, a solubilização desses elementos só ocorre em pH extremamente baixo, sendo que ambos se precipitam em pH acima de 2 (Levinson, 1980; Ji *et al.*, 2004). Levinson (1980) atenta para o fato de que a formação de complexos orgânicos pode alterar o valor do pH de precipitação. Duchaufour (1982) e Cornu *et al.* (1999) adicionam condições ambientais necessárias para a solubilização, sugerindo que, além da acidez, seria necessário acúmulo de matéria orgânica para a formação de

complexos orgânicos em condições típicas de podzolização, o que foge dos processos de formação de solos encontrados na região. Essa relação não pode ser estabelecida também pelo fato de não haver correlação entre o aumento desses elementos e da matéria orgânica no solum.

Como a solubilidade do Fe é controlada também pelas condições de Eh, sua redução poderia levar a mobilização do Fe em solução e a conseqüente precipitação em partes mais profundas do perfil. Condições atuais de drenagem – bem drenado e sujeito a condições oxidantes – não permitem a redução do Fe, além de que condições pretéritas de redução levariam também a concentração de Mn junto ao Fe, já que o Mn reduz-se em potencial de oxidação mais alto que o Fe (Taylor & Enggleton, 2001). Associações entre acumulação de Fe e Mn são freqüentemente relatadas como resultado de condições redox (Brown *et al.*, 2003; Tonui *et al.*, 2003). Essa configuração não foi encontrada, uma vez que o Mn permaneceu praticamente constante em quase todos os perfis¹¹ (Tab. 4.6), descartando a possibilidade de transporte em solução do Fe.

Apesar do Al ter pH de precipitação em 4,1 (Levinson, 1980), não foi encontrada nenhuma correlação entre concentrações desse elemento e valores de pH.

Assumindo então, que nos perfis investigados não houve transporte de material fino em profundidade ou por fluxos laterais (eluviação) e que não houve transporte desses elementos em solução, como apontam as evidências e discussões apresentadas anteriormente, a distribuição dos elementos imóveis com tendências contrárias, e às vezes sem tendências, apontam para uma mobilização mecânica dos materiais anterior ao desenvolvimento do solo. Essa constatação é reforçada através da comparação entre os perfis da seqüência de solos da vertente do Córrego do Quebra (perfis 1 a 5) e o perfil onde o solo se desenvolveu sobre materiais seguramente coluviais (perfil 7).

A análise da relação Zr/Ti, neste trabalho utilizada como marcador de discontinuidades em razão do caráter mais inerte desses elementos durante o processo de intemperismo, apontou grandes diferenciações nos perfis 6 e 7. Nestes perfis os valores da relação Zr/Ti e suas variações na base do solum (Fig. 4.7) indicam discontinuidades geoquímicas nítidas que

¹¹ O perfil 6 foi o único que apresentou maior variação de Mn. Este elemento se concentrou junto ao Fe na parte superior do perfil devido a rocha de origem do material ser mais básico, conseqüentemente mais rico em Mn.

refletem materiais de origem diferentes e, conseqüentemente, o seu transporte. A maior variação foi encontrada no Perfil 6, indicando também o transporte de material originário de rochas mais básicas – metabásicas – sobre material originário de rochas graníticas. O Perfil 7 também apresentou variação abrupta na relação Zr/Ti, refletindo discordância entre material coluvial e aluvial, encontrado em sua base.

Na seqüência de solos – perfis 1 a 5 – descontinuidades geoquímicas marcantes, como aquelas encontradas nos perfis 6 e 7, tendem a ser obscurecidas porque a rocha subjacente e o material de origem do solo têm a mesma constituição mineralógica. Assim, vários critérios devem ser utilizados para identificação mais precisa de tais descontinuidades e da gênese do material.

Diversos critérios têm sido propostos na literatura com vistas à identificação de descontinuidades que possam atestar a presença de materiais transportados utilizando a relação entre esses elementos (Maynard, 1992; Tsai & Chen, 2000; Oliveira & Jimenez-Rueda, 2002; Cooper *et al.*, 2002; Silva *et al.*, 2004; Tonui *et al.*, 2003).

Maynard (1992) propõe que se a relação Ti/Zr tiver um desvio¹² maior que 100% a partir da rocha original, para materiais muito intemperizados, provavelmente há a presença de algum material alóctone. O desvio nas amostras do solum no Perfil 6 demonstrou desvios acima de 100%. Entretanto, os desvios nos perfis da seqüência de solos e no Perfil 7 ficaram abaixo desse valor. A causa provável para o desvio menor que o esperado seria a semelhança mineralógica do material de origem. Assim, sugere-se que este critério só pode ser utilizado para materiais de composição mineralógica bem diferente, como no Perfil 6 onde há materiais provindos de rochas básicas sobre materiais derivados de rochas félsicas.

Cooper *et al.* (2002) e Silva *et al.* (2004) se baseiam na variação do Zr e Ti através do perfil comparando coeficientes de variação desses elementos em depósitos investigados por Drees & Wilding (1973). Contudo, a fração granulométrica investigada por Drees & Wilding é diferente da utilizada neste trabalho, inviabilizando uma possível comparação.

Tsai & Chen (2000), Oliveira & Jimenez-Rueda (2002) e Tonui *et al.* (2003) utilizaram a proposição de que esses constituintes comumente exibem tendências similares e uniformes através de um perfil de solo. As mudanças abruptas na relação Zr/Ti encontradas no

¹² Desvio = $(Ti/Zr_s - Ti/Zr_p) / Ti/Zr_p$, onde s= solo e p=material de origem.

contato do solum com o horizonte C nos perfis da seqüência de solos – perfis 1 a 4 – e nos perfis 6 e 7 (Fig. 4.7 e Tab. 4.7), juntamente com a tendência de acréscimo de material em direção ao topo do perfil, sugerem o transporte de materiais, a exemplo do comportamento verificado por Tonui *et al.* (2003). Estes autores relatam que, uma mudança abrupta e o aumento na relação Zr/Ti, em direção ao topo do solo, sugerem sedimentação de material alóctone associada com um acréscimo de material de outras origens. Oliveira & Jimenez-Rueda (2002) sugerem o transporte de materiais com base na mudança de comportamento da relação Zr/Ti a partir do horizonte C, como observado em quase todos os perfis, a exceção do Perfil 2 (Fig. 4.7).

Na tentativa de estabelecer uma comparação menos subjetiva, foram aplicados coeficientes de variação em dados geoquímicos disponíveis na literatura e os dados obtidos neste trabalho (Tab. 4.8). O coeficiente de variação, que mede o grau de variabilidade encontrado em um mesmo perfil, pode ser aplicado para comparação entre perfis. O coeficiente consta simplesmente do desvio padrão dividido pela média, segundo proposta de Koch & Link (1970 *apud* Maynard, 1992). Maynard (1992) utiliza esse coeficiente para comparar solos recentes à paleossolos.

Tabela 4.8 – Coeficiente de variação da relação Zr/Ti para dados encontrados na literatura e obtidos nos perfis.

Referência:	Tipo de Material	Coeficiente de Variação	Perfis Comparados	Coeficiente de Variação
Cooper <i>et al.</i> , 2002.	coluvial	0,17	Perfil 1	0,13
	coluvial	0,20	Perfil 2	0,16
Oliveira & Jimenez-Rueda, 2002.	<i>in situ</i>	0,33	Perfil 3	0,12
	<i>in situ</i>	0,45	Perfil 4	0,16
	coluvial	0,16	Perfil 5	0,07
	coluvial	0,24	Perfil 6	0,86
Silva <i>et al.</i> , 2004.	aluvial	0,26	Perfil 7	0,23
	coluvial	0,19		
Nesbitt & Markovisc, 1997.	saprólito	0,06		

Observa-se que, comparativamente, nos perfis em que o material é transportado o coeficiente de variação é mais baixo que nos perfis desenvolvidos sobre material *in situ*. É observado também que em amostras derivadas unicamente do saprólito o coeficiente é bem baixo.

Comparando os dados da relação Zr/Ti obtidos nos perfis, se observa que os coeficientes, apesar de serem mais baixos, estão próximos aos de materiais coluviais encontrados na literatura, como também aquele do Perfil 7 cujo material é seguramente coluvial. O

coeficiente do Perfil 5, com amostras somente do horizonte C, apresentou-se semelhante ao coeficiente encontrado no saprólito, sugerindo variações menores para materiais com mesmo grau de desenvolvimento. O Perfil 6 apresentou coeficiente bem superior aos outros por apresentar materiais de composições bem discrepantes, o que aumenta muito o desvio padrão.

Essa configuração entre os valores do coeficiente sugere que há limites superiores e inferiores no qual se possa inferir que os materiais são transportados ou *in situ*. Permite ainda a detecção de elementos de composição diferente, no qual a variação tende a apresentar valores maiores.

Apesar dessa comparação também sugerir que os materiais dos perfis são transportados, propõe-se que maior número de comparações entre diversos materiais sejam realizadas com o objetivo de se definir possíveis limites para solos tropicais.

GEOMORFOLOGIA, ASSINATURA GEOQUÍMICA E GÊNESE DA COBERTURA PEDOLÓGICA

5.1. Evidências do transporte de materiais na bacia do Córrego do Rio Grande

A partir da caracterização física e química dos materiais que compõem a cobertura pedológica investigada pode-se estabelecer que os materiais terrosos que sobrepõe as linhas de pedra são de origem coluvial. As evidências morfológicas, granulométricas e químicas que se complementam para subsidiar tal constatação são discutidas a seguir.

A característica morfológica mais marcante que indica o transporte de materiais seria a presença da linha de pedras que, apesar das controvérsias sobre sua formação, teriam poucas alternativas que suportariam o desenvolvimento *in situ* dos materiais sobrepostos a ela, na área investigada. Essas hipóteses são discutidas no tópico 5.2. Assim, as linhas de pedra marcariam discordâncias entre o material transportado, onde se desenvolveu o solum, e o horizonte C.

As evidências apontadas pelas análises granulométricas da fração grossa do solo (>2mm) indicam o transporte de material, através do qual teriam se concentrado nas linhas de pedra, além de fragmentos de quartzo, relíquias de núcleos de rochas mais resistentes ao intemperismo associados a zonas de cisalhamento e a veios de quartzo, proporcionando concentração maior de fragmentos rochosos nas linhas de pedra que nos horizontes superiores e inferiores, o que contradiz uma seqüência normal de intemperismo. Esse transporte também seria responsável pela disseminação dos quartzos e relíquias pouco intemperizadas encontradas em meio a fração fina do solum que apresenta grau de alteração avançado.

A fração fina do solo (<2mm) indica, além da discordância entre o material do horizonte C e do solum, representada na distribuição da relação silte/argila, a acumulação de material mais argiloso na base do solum e mais arenoso no topo. Essa acumulação de areia no topo do perfil é frequentemente apontada como diferenças texturais provocadas por processos pedológicos – dissolução e/ou transporte vertical ou lateral de argilas –, porém, pode se referir a processos sedimentares (Brown *et al.*, 2004b). Na área investigada, a ausência de

feições que caracterizem esses processos pedológicos juntamente às evidências químicas indicam uma deposição de materiais com gradação textural que difere à de uma evolução pedogenética normal de um perfil (Taylor & Engleton, 2001). A erosão proporcionada pelo escoamento superficial seria responsável pela remoção mecânica dos finos no horizonte A, deixando-o mais arenoso. Contudo, a limitação desse processo às camadas superficiais do solo não produziria a configuração encontrada no interior do solum.

As evidências químicas que corroboram com a deposição de materiais com gradação textural foram verificadas pela distinção entre o comportamento da distribuição dos elementos “imóveis” nos perfis. As tendências divergentes entre Fe e Ti e o Zr, e em alguns perfis o Al, e a inversão no comportamento dos elementos “imóveis” associados à frações mais finas marcariam essa diferença textural entre a base e o topo do solum.

As discontinuidades químicas marcadas por esses elementos e pela relação Zr/Ti também atestam o transporte de materiais. Todos os elementos marcaram fortemente as discontinuidades dos perfis 6 e 7, por apresentarem contatos de materiais diferentes. Nos perfis da seqüência de solos do Córrego do Quebra – perfis 1 a 5 –, onde os materiais do solum e do horizonte C tem a mesma composição, nem todos os elementos revelaram essas discontinuidades.

A relação Zr/Ti, que apresentou comportamento divergente entre os materiais do horizonte C e do solum, foi considerada melhor marcador para as discontinuidades assinaladas pelas linhas de pedra. Somente no Perfil 2 não foi possível verificar essa divergência. Entretanto, a tendência de crescimento da relação Zr/Ti em direção ao topo do perfil e a comparação, através do coeficiente de variação, com materiais transportados de outros trabalhos referenciados na literatura apontam, também, para o transporte dos materiais em todos os perfis da seqüência.

Desta forma, a assinatura geoquímica juntamente com a caracterização física dos materiais não deixa dúvidas sobre a origem alóctone dos materiais que se sobrepõe às linhas de pedra na área investigada.

5.2. Rejeição de outras hipóteses possíveis sobre a gênese da cobertura pedológica

Algumas hipóteses freqüentemente levantadas por alguns autores sobre a origem de solos que recobrem as linhas de pedras, sugerem que estes tenham se desenvolvido sobre material *in situ*.

Como abordado na revisão bibliográfica, alguns autores consideram a hipótese de desenvolvimento autóctone dos materiais que sobrepõe as linhas de pedra através da bioturbação. Embora este mecanismo seja possível em alguns casos, na região investigada isso parece improvável, tendo em vista as condições para a formação desse tipo de cobertura.

Para o desenvolvimento de uma cobertura autóctone por bioturbação, a fauna do solo – principalmente as térmitas – teria que levar o material fino para a superfície, formando um cupinzeiro. A destruição do cupinzeiro forneceria material e tornaria possível a formação dessa cobertura. No entanto, em superfícies inclinadas, a destruição do cupinzeiro levaria a um transporte lateral considerável desse material fino, como considerado por alguns autores que sugerem uma teoria intermediária (Nye, 1955; Willians, 1968, *apud* Faniran & Jeje, 1983). Assim, seria possível uma origem autóctone para as linhas de pedra, mas não para o material que a recobre.

Ademais, mesmo considerando essas hipóteses, não há indícios que permitem diagnosticar uma participação importante da fauna do solo na região. Brown *et al.* (2004a) propõem uma série de testes, baseados na literatura e justificados teoricamente, para identificar se os processos de bioturbação foram responsáveis pela construção das linhas de pedra e do manto de solo que a recobre. Dentre esses testes esses autores sugerem que: (i) a presença de dois níveis de linhas de pedra indica processos de erosão e deposição; (ii) o manto do solo que sobrepõe a linha de pedras não apresenta fragmentos maiores que 4mm e somente traços de fragmentos entre 2-4mm; (iii) o material do solo que sobrepõe as linhas de pedra difere significativamente em sua composição geoquímica do saprólito situado abaixo, principalmente no caso de materiais de diferentes origens.

Nos perfis investigados neste trabalho foram identificadas as seguintes características que, ao que tudo indica, parece excluir a possibilidade de que os processos de bioturbação sejam responsáveis pela formação da cobertura: (i) a presença de dois níveis de linha de

pedra¹³ no Perfil 2 – apesar dos dois níveis não serem identificados nos outros perfis, uma gênese comum é provável para os perfis da seqüência de solos na vertente onde está inserido; (ii) em todos os perfis foram encontrados fragmentos maiores que 4mm e quantidades significantes¹⁴ na fração 2-4mm nos horizontes que sobrepõem as linhas de pedra; (iii) diferenças geoquímicas significativas foram encontradas nos perfis 6 e 7. Apesar dessas diferenças não existirem nos perfis da seqüência de solos – devido a origem dos materiais ser a mesma – o selecionamento de grãos e minerais pela bioturbação produziria o acúmulo de frações finas e minerais correspondentes no topo dos perfis (Brown *et al.*, 2004b), não condizendo com a distribuição geoquímica e granulométrica verificada.

Outra hipótese possível para uma gênese *in situ* da cobertura na região seria a de afundamento de fragmentos grossos em meio uma massa argilosa menos densa (Laporte 1962, *apud* Riquier, 1969) e/ou pela descida e acomodação do material grosso sobre uma frente de desestruturação, proposta por Collinet (1969). Embora essas hipóteses possuam poucas diferenças, a de Collinet parece ser mais completa, se levando em consideração que estudos posteriores consideram a perda de massa entre o saprólito e a parte superior do perfil de cerca de 70% (Thomas, 1994).

Considerando novamente a identificação de dois níveis de linhas de pedra em um dos perfis investigados, essa hipótese também não seria suportada, como relatado também por Wells *et al.* (1990). Ademais, para alcançar a continuidade lateral que as linhas de pedra têm, não só nos perfis investigados, como em várias outras vertentes da região, o espaçamento de ocorrência dos veios de quartzo teria que ser bem menor que os já relatados em trabalhos na região e, de certa forma, eles deveriam estar conectados às linhas de pedra em alguns pontos. O próprio Collinet relata para perfis com continuidade lateral uma origem colúvio-aluvial.

Rocha (2004), através de mapeamento com GPR (radar de penetração no solo), verificou em uma transeção vários veios de quartzo cortando o manto de intemperismo do substrato rochoso até a superfície, mas somente alguns deles foram identificados por tradagem.

¹³ Embora o perfil 1 tenha dois níveis de linha de pedra, o nível mais profundo está associada à um veio de quartzo.

¹⁴ Foram encontradas quantidades maiores que 5g de cascalho por 100g de solo. Brown *et al.* (2004a) propõem que quantidades menores que 5g de cascalho por 100g de solo seria o limite utilizado para caracterização do solo como biomanto.

Sendo assim, algum tipo de transporte teria que ocorrer para a dispersão desses elementos na vertente. Rocha (2004) sugere o rastejamento como responsável por tal fato. Em estudo posterior Cruz *et al.* (2004) relataram, além de outras características morfológicas, a presença de linhas de pedra com continuidade lateral expostas em paredes de voçorocas que entalham as vertentes da bacia investigada. Esses autores encontraram linhas de pedra sem nenhum veio de quartzo que pudesse fornecer material para sua constituição por distâncias superiores a 100 metros. Este fato implica que, para a formação de linhas de pedra com tal configuração por rastejo, seria necessário muito tempo para sua dispersão lateral.

Além de características morfológicas, trabalhos recentes que utilizam a concentração de isótopos cosmogênicos ^{10}Be em fragmentos de quartzo trazem elementos importantes para a evolução geomorfológica (Braucher *et al.*, 1998ab, 2004). Utilizando esta técnica no Brasil, Braucher *et al.* (1998b) encontraram linhas de pedra que não tinham associação com veio de quartzo, o que levou esses autores a sugerirem sua origem alóctone ao passo que a outra, linha de pedra conectada ao veio de quartzo foi considerada de origem autóctone ou para-autóctone geneticamente associada ao deslocamento lateral de curta distância por rastejamento (Braucher *et al.*, 1998a, 2004).

Para as linhas de pedra associadas a veios de quartzo e transportadas a curtas distâncias, as pesquisas mostraram uma média de deslocamento lateral, segundo o modelo utilizado¹⁵, de cerca de 37 a 68 m Myr^{-1} , em fragmentos encontrados a uma distância máxima de 13,6 metros do veio progenitor, em coberturas no Brasil (Braucher *et al.*, 2004), e de 53 a 89 m Myr^{-1} , para fragmentos encontrados a uma distância máxima de 14 metros do veio progenitor, em coberturas na África (Braucher *et al.*, 1998a).

Considerando essas taxas de dispersão lateral, para a formação de linhas de pedra contínuas ao longo das vertentes da área investigada por rastejamento, seria necessário um período bem maior para a dispersão dos materiais que a fase de deposição conhecida para a região (Augustin, 1994, 1995b). Ademais, apesar de ser considerado um movimento de massa, o rastejamento não produziria as diferenças geoquímicas encontradas no material que sobrepõe as linhas de pedra.

¹⁵ “Plugs model” e “Burial model” ver Braucher *et al.*, 1998a, 2004.

Desta forma, apesar deste estudo não ter realizado uma caracterização mais detalhada das linhas de pedra, sua gênese parece ser principalmente alóctone, embora grandes fragmentos possam ter origem residual. Não é descartada a atuação de outros processos na formação das linhas de pedra, como os discutidos acima, porém estes atuariam secundariamente – concomitantemente ou não – facilitando a concentração dos fragmentos grossos.

5.3. Implicações para a evolução geomorfológica

Os resultados obtidos neste trabalho, uma vez associados àqueles já realizados na região, e junto a eles, contribuem para o entendimento do desenvolvimento geomorfológico e pedológico na Depressão de Gouveia/MG.

Embora as pesquisas até então realizadas descrevam duas fases colúvias (Saadi & Valadão, 1987; Saadi, 1995), somente no Perfil 7 foram observadas características químicas e texturais que possam definir duas fases colúvias, sem contudo significar que elas existiram. A base do horizonte Bw2 seria o ponto de descontinuidade, mas não foi encontrada linha de pedra, só um ligeiro aumento na fração grossa (>2mm).

Nos demais perfis não foram identificadas descontinuidades no interior do material colúvial. Uma das características que poderia marcar mais fortemente essas descontinuidades seria a concentração de matéria orgânica. No entanto, sua distribuição nos perfis segue um padrão normal. Mesmo no Perfil 2, em que foi observada uma segunda linha de pedra que separa o material amarelo superior (horizonte B1) do material vermelho (horizonte B2), que segundo Saadi (1995), representam duas fases deposicionais, não há registros de descontinuidades. Além disso, a correlação entre as cores dos horizontes B1 na seqüência ao longo da vertente (perfis 1 a 3), sem haver linha de pedra nos outros perfis, e a cor encontrada na camada superior do Perfil 7 ser vermelha indicam que não há relação entre as cores e fases colúvias pretéritas. Provavelmente, a cor desses depósitos possui maior relação com o efeito anti-hematítico da matéria orgânica nos horizontes superiores (Schwertmann & Taylor, 1989) do que com condições ambientais de formação do material antes de ser transportado. Desta forma, embora possa ter ocorrido mais de uma fase colúvial, essa não pode ser relacionada meramente às cores dos depósitos, cuja origem está relacionada a processos pedológicos atuais.

Os dados texturais e químicos da seqüência de solos indicam que somente uma fase pode ter ocorrido, com uma gradação de materiais mais argilosos na base do depósito para materiais mais arenosos no topo. Contudo, como o material foi parcialmente erodido, uma reconstituição precisa torna-se impossível.

A presença de duas unidades colúvias distintas foi relatada por Ferreira (2002), apresentando fases de deposição diferentes, uma mais antiga e vermelha (C₁) e outra mais recente amarelada (C_{2a}), produto do retrabalhamento da primeira. A presença de colúvios amarelos na base das vertentes, como relatado por Ferreira (2002), possui maior relação com condições ambientais proporcionadas por maior umidade típicas dessa posição da vertente, que favorece a formação de goethita e a tendência a formar solos amarelados (Schwertmann & Taylor, 1989). Portanto, como a distinção realizada entre as unidades colúvias utilizadas por Ferreira (2002) baseada na cor dos depósitos reflete características entre processos geomorfológicos e pedológicos pretéritos e atuais, a utilização da cor como parâmetro parece ser mais coerente.

A partir da distribuição das linhas de pedra na área investigada da vertente da margem direita do Córrego do Quebra, obtida através da seqüência de solos e das seções transversais, foi possível a espacialização dos depósitos na vertente e sua relação com os solos neles desenvolvidos (Fig.5.1). No sentido longitudinal da vertente foi verificada, através da seqüência de solos, que a cobertura possui pequena espessura na alta vertente e em direção a baixa vertente. Esta configuração corresponde, sobretudo, a processos pedomorfofodinâmicos mais recentes. A espessura da cobertura também diminui em direção às laterais, como pode ser observado nas seções transversais (Fig.5.1).

A diminuição dos depósitos em direção as porções convexas da vertente – *noses*¹⁶ – são associadas tanto a processos de deposição, seguindo a paleossuperfície do elemento côncavo, quanto à processos pedomorfofodinâmicos responsáveis pela alteração dos perfis de solos e remoção da cobertura pedológica na vertente. Rocha (2004) verificou solos evoluídos sobre material *in situ* para esta porção da vertente, sobre os quais estão presentes linhas de pedra. Este autor, apesar de considerar que as linhas de pedra são produto de rastejo, sugere uma possível deposição de materiais nas partes côncavas das vertentes.

¹⁶ Termo utilizado para definir áreas de interflúvio cujos contornos são convexos em planta e perfil (Moura & Silva, 1998).

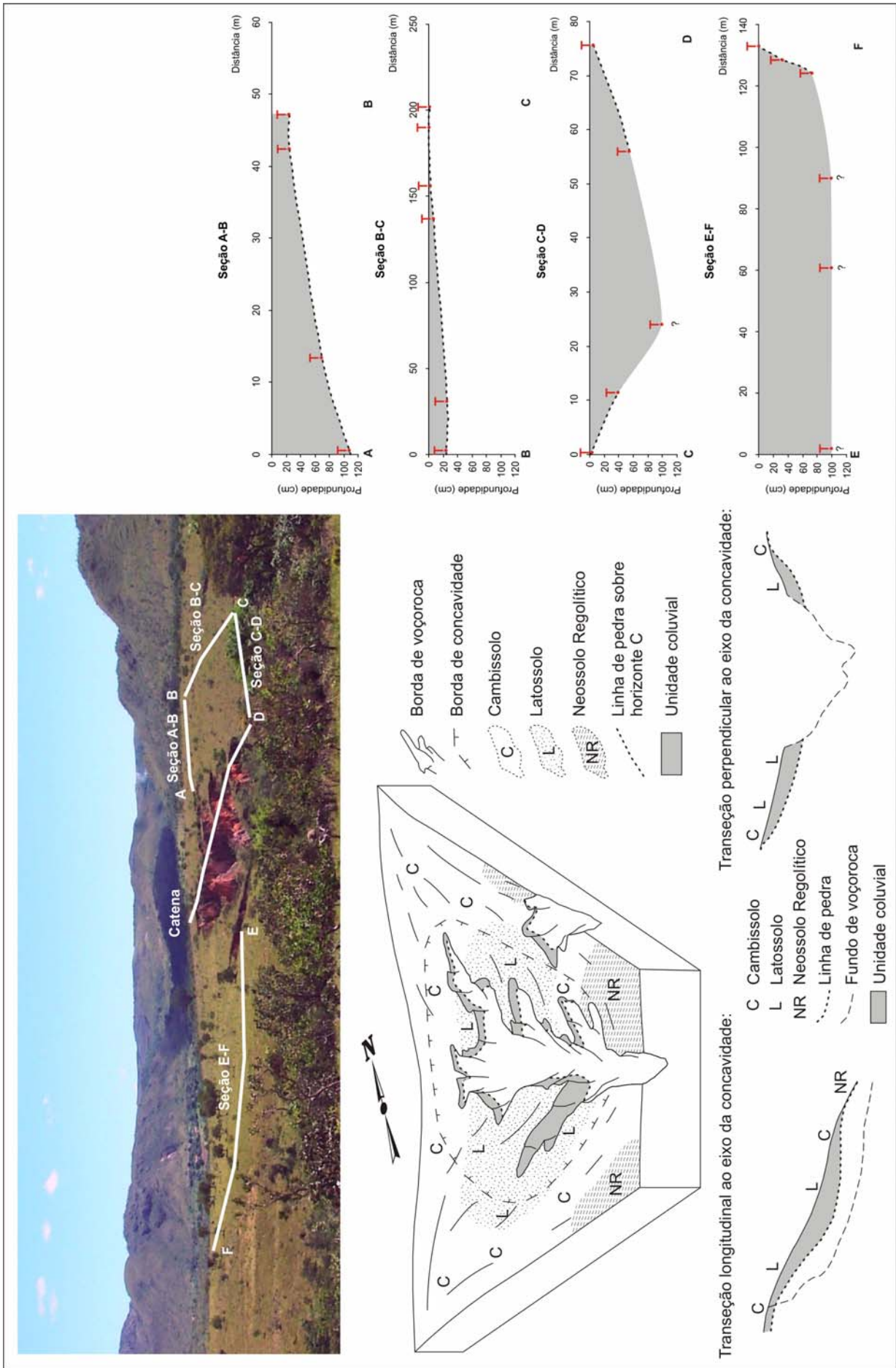


Figura 5.1 – Seções transversais e bloco diagrama esquemático mostrando a distribuição dos solos e a unidade coluvial alojada em concavidade localizada na vertente da margem direita do Córrego do Quebra. Observe a relação entre a espessura da unidade coluvial e o tipo de solo associado.

A configuração espacial entre as linhas de pedra e dos horizontes adjacentes a elas sugere que a intensificação dos processos erosivos, ao que tudo indica, suplantam os processos pedogenéticos. Desta forma, os processos erosivos são responsáveis pela decapitação dos horizontes na alta e baixa vertente, onde o escoamento superficial é mais pronunciado (Portilho, 2003), resultando em nova configuração dos solos pela remoção de materiais de depósitos antigos, ainda presentes na porção côncava da vertente. Na seqüência de solos esse processo é responsável pela distribuição espacial lateral dos tipos de solo encontrados: Cambissolos na alta vertente, Latossolo na média, e Cambissolo seguido de Neossolo Regolítico na baixa vertente.

Este comportamento na evolução da vertente implica em uma dinâmica nos processos de evolução de vertente que difere, em relação espaço-tempo, dos modelos clássicos (Young, 1972; Taylor & Enggleton, 2001). Nesses modelos, os materiais intemperizados produzidos na alta vertente tendem a se movimentar em direção à jusante. Isto produziria uma seqüência com solos menos espessos na alta vertente e mais espessos na média e baixa vertente.

Na vertente investigada, os solos de sua porção basal foram mais erodidos, proporcionando a retirada de materiais anteriormente depositados, influenciando na sua espessura. Este fato pode ser comprovado pela relação espacial das linhas de pedra e da semelhança entre os materiais do horizonte B dos perfis 2, 3 e 4, que demonstram o mesmo grau de evolução, identificado pela característica latossólica no horizonte B dos perfis 2 e 4 e pela quantidade de óxidos de Fe e Al que são semelhantes ao do Perfil 3.

Desta forma, os solos mais espessos e evoluídos se encontram na média vertente como registro de uma cobertura mais profunda, que outrora se encontrava conectada a um nível de base mais elevado que o atual, como indicam os registros estratigráficos da região (Saadi & Valadão, 1987; Ferreira, 2002). Segundo Augustin (1994) e Saadi (1995), o entulhamento da rede de drenagem permitiu a deposição de cascalhos, areias e argilas orgânicas que, por sua vez, forneceram condições de retenção das unidades deposicionais de encosta. A intensificação da erosão e dos movimentos de massa nas vertentes que proporcionaram as fases deposicionais seguintes foi precedida da desobstrução da drenagem (Augustin, 1994). Esse modelo de evolução de encosta segue os padrões básicos

de unidades colúviais relatados por Moura & Silva (1998) que definem duas condições: (i) degradação do nível de base; e (ii) agradação do nível de base.

A degradação atual da paisagem é então responsável pelo retrabalhamento dos depósitos antigos, determinando a configuração de unidades truncadas e de pequena espessura. O *input* de energia necessário para o recrudescimento dos processos erosivos seria proporcionado pelo encaixamento da rede de drenagem local (Augustin, 1994; Saadi, 1995). Esse processo de encaixamento da drenagem e suas conseqüências na pedomorfogênese também é relacionado à processos semelhantes em rochas do embasamento do Complexo Bação/MG (Figueiredo, *et al.*, 2004).

Segundo Diniz (2002) e Rocha (2004) o reajustamento da rede de drenagem permitiu o rejuvenescimento dos solos. Entretanto, mesmo solos mais rasos, como os Cambissolos, guardam registros de depósitos de materiais previamente intemperizados, o que implica em rejuvenescimento *stricto sensu* somente em solos onde os horizontes se desenvolvem sobre material *in situ*.

Assim, as características dos solos na área investigada, bem como sua distribuição espacial, sugerem que os processos de deposição pretéritos ocorreram sobre uma paleosuperfície composta de elementos convexos e côncavos. Esses depósitos foram submetidos à processos pedomorfodinâmicos responsáveis por nova pedogênese nos perfis de solos e remoção de parte da cobertura pedológica da vertente, resultando na reconfiguração dos solos e, conseqüentemente, da vertente.

Através da relação dos solos desenvolvidos sobre material colúvial presente na concavidade da vertente e a gênese *in situ* do material na porção convexa, constatada por Rocha (2004), pode-se estabelecer que, possivelmente, essas porções também foram cobertas com materiais alóctones, os quais foram posteriormente removidos pela erosão. Nas porções convexas, pode ser identificada a retirada quase total da camada que recobre as linhas de pedra, enquanto na concavidade a maior profundidade dos depósitos proporcionou a preservação dessa cobertura. A remoção desse material tem registros nos depósitos de baixa vertente, como relatado por Ferreira (2002), que sugeriu que as condições de deposição dos colúvios encontrados na base das vertentes indicam que eles são produto de acumulação de material advindo de colúvios mais antigos.

O registro de linhas de pedra na alta vertente, por sua vez, também indica que toda a vertente foi preenchida por depósitos coluviais. Ferreira (2002) relata que a presença de colúvios no topo das vertentes pode indicar uma inversão do relevo. Esse autor infere tal constatação com base na presença de material aluvial localizado na porção média das vertentes, superposto por unidade coluvial, mas relata que esta inferência necessita de melhor detalhamento. Na vertente investigada, apesar da presença de colúvio no topo da vertente sugerir uma inversão, há a possibilidade de formação desse depósito através do recuo da escarpa que limita lateralmente a bacia (Fig. 5.2).



Figura 5.2 – Escarpa que delimita a cabeceira lateral da bacia do Córrego do Quebra à direita, em primeiro plano. Observe que há um caimento geral do interflúvio a partir da escarpa. A seqüência litológica que compõe o substrato rochoso da escarpa é composta de xistos e quartzitos no topo.

Apesar dos processos morfogenéticos sugerirem uma maior participação da erosão na área investigada, os processos geoquímicos tornam-se fundamentais na evolução do relevo. Queiroz Neto (2001) relata pesquisas que têm mostrado que desde o início da evolução das formas de relevo os processos geoquímicos atuam provocando perdas de matérias na passagem da rocha para o solo, principalmente, acompanhando lineamentos estruturais – falhas e fraturas – onde são mais acentuados. Na área investigada, esses processos possivelmente resultaram nas formas atuais, que seriam um produto de um longo período de intemperismo que atuou diferencialmente sobre estruturas e as diversas litologias resultando em paleoformas esculpidas em espessos mantos de alteração sobre os quais os processos erosivos atuaram remobilizando os materiais e remodelando as vertentes. Assim, as formas atuais seriam produto tanto de processos geoquímicos quanto de processos erosivos.

Neste contexto, a proposta de evolução geomorfológica e pedológica do relevo da área investigada proposta por Rocha (2004) permitiria a atuação conjunta desses processos. Segundo este autor uma grande superfície de aplanamento que atingiu a região (Augustin, 1995a; Valadão, 1998) acarretaria na formação de um espesso manto de intemperismo, conseqüentemente, a formação de latossolos. A alteração do nível de base e ativação dos processos erosivos resultaria na mobilização desse material com o preenchimento de paleodepressões e nova pedogênese. A continuidade dos processos erosivos proporcionaria a remoção desse material tendo como conseqüência um rejuvenescimento pedológico.

Tanto este modelo de evolução do relevo como as opiniões de diversos pesquisadores que vêm desenvolvendo pesquisas na região são análogas ao modelo de etchplanação proposto por Büdel (1957), sendo este capaz de explicar a evolução geomorfológica da área através da atuação simultânea e conjunta dos processos de intemperismo diferencial, que ocorreria em profundidade, e processos morfodinâmicos remodelando o relevo. Apesar deste modelo incluir fatores climáticos no controle da evolução do relevo, outros autores sugerem que fenômenos tectônicos seriam capazes de produzir ciclos de profundo intemperismo e remoção desse material (Valadão, 1998; Taylor & Howard, 1998,1999), ou até mesmo uma ruptura do nível de base local sem influência direta de nenhum desses fatores (Augustin, C.H.R.R., Comunicação oral).

A partir da caracterização física e química dos materiais que compõem a cobertura pedológica investigada pode-se estabelecer as seguintes conclusões:

- (i) As evidências morfológicas, granulométricas e químicas confirmam, conjuntamente, que os materiais que compõem a cobertura pedológica sobreposta a linha de pedra são de origem coluvial. Assim, na área investigada, as linhas de pedra se apresentam como marcadores de processos erosivos.
- (ii) A identificação de fragmentos líticos reliquiais em estágio incipiente de alteração no solum e, em maior concentração, nas linhas de pedra, indica o transporte de materiais através da dispersão de fragmentos, cuja origem está relacionada a veios de quartzo e núcleos de rochas mais resistentes associados a zonas de cisalhamento, em meio a um material com alto grau de alteração, como verificado nas análises físicas e químicas.
- (iii) A fração fina do solo (<2mm) indica, além da discordância entre o material do horizonte C e do solum, representada na distribuição da relação silte/argila, a acumulação de material mais argiloso na base do solum e mais arenoso no topo, interpretada como diferença textural proporcionada sobretudo por processos de transporte e deposição.
- (iv) A distribuição dos elementos “imóveis” – Fe, Ti, Zr e Al – apresentaram, em parte, comportamento associado às diferenças de textura nos solos. A análise de tendências permitiu a verificação de comportamentos distintos entre os elementos “imóveis” reproduzindo essa associação. A análise da distribuição desses elementos ao longo dos perfis permitiu também a verificação de descontinuidades geoquímicas marcantes entre o solum e o horizonte C de alguns perfis, sobretudo naqueles que possuíam materiais de diferentes origens e/ou composição mineralógica.
- (v) As descontinuidades geoquímicas identificadas pela relação Zr/Ti juntamente com as características físicas dos perfis – leia-se linhas de pedra – marcam

descontinuidades erosivas, e, portanto, o transporte de materiais onde se desenvolveram os solos da área investigada. Contudo, apesar das descontinuidades erosivas marcadas pela presença de materiais de diferentes origens e composição mineralógica serem facilmente interpretadas com esses marcadores geoquímicos, para materiais com material de origem e/ou composição mineralógica semelhante vários critérios de interpretação devem ser utilizados para uma melhor identificação dessas descontinuidades.

- (vi) As características geoquímicas demonstraram também que os materiais de origem dos solos referentes aos perfis 1 a 5 e Perfil 7 não possuem relação com rochas metabásicas, já que, as características geoquímicas desses perfis são, significativamente, diferentes das do Perfil 6, onde o material de origem é associado a esta litologia. Apesar da classificação dos solos deste e de outros trabalhos demonstrar que os Latossolos Vermelhos estão associados à rochas metabásicas, não se pode associar simplesmente cores vermelhas a origem desta rocha, já que em outros perfis, apesar de não classificados como Latossolos Vermelhos, são encontrados horizontes com cores avermelhadas semelhantes aos desenvolvidos de metabásicas – 2,5YR.
- (vii) A distribuição lateral dos solos – Cambissolos na alta vertente, Latossolo na média, e Cambissolo seguido de Neossolo Regolítico na baixa vertente – e sua relação com a distribuição das linhas de pedra na vertente do Córrego do Quebra indica que os processos erosivos são responsáveis por essa distribuição dos solos e pela remoção de materiais de antigos depósitos ainda presentes na porção côncava da vertente. Nas margens da concavidade os solos se desenvolvem sobre material *in situ*, como constatado por Rocha (2004), esses depósitos foram provavelmente removidos pela erosão.
- (viii) Esta distribuição espacial sugere então que os solos se desenvolveram sobre materiais depositados em paleosuperfícies compostas de segmentos côncavos e convexos, os quais foram submetidos à processos pedomorfodinâmicos simultâneos e contínuos responsáveis por nova pedogênese e remoção de parte da cobertura pedológica, resultando na re-configuração dos solos e, conseqüentemente, da vertente.

- (ix) A configuração atual dos solos sugere também que a intensificação dos processos erosivos, provocados pelo reajustamento da rede de drenagem, ao que tudo indica, suplantam os processos pedogenéticos implicando no rejuvenescimento dos solos. Entretanto, como alguns setores da vertente ainda guardam registros de depósitos de materiais previamente intemperizados, sugere-se que o rejuvenescimento dos solos, em um sentido *stricto sensu*, somente ocorre onde os horizontes se desenvolvem sobre material *in situ*, ou seja, em solos onde a cobertura pedológica acima da linha de pedras foi removida pela erosão.
- (x) Apesar dos processos morfogenéticos sugerirem uma maior participação da erosão nas formas de relevo da área investigada, as formas atuais, ao que tudo indica, seriam produto tanto de processos geoquímicos quanto de processos erosivos. Os processos geoquímicos atuariam através do intemperismo diferencial e perdas de massa resultando em paleoformas esculpidas em espessos mantos de alteração sobre os quais os processos erosivos atuaram remobilizando os materiais e remodelando as vertentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N. 1962. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil oriental. *Notícia Geomorfológica*. Campinas, v.11, n.11. p. 59-80.

ABREU, A.M. *et al.* 2002. Dinâmica da paisagem fluvial da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia – Espinhaço Meridional/MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. João Pessoa. *Anais ...: A geologia e o homem*. João Pessoa: SBG-Nucleo Nordeste, setembro 15-20.p. 689.

ALKMIM, F.F. 1995. O Anticlinório de Gouveia: exemplo de uma culminação Antiformal nucleada pelo embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS. 8. *Anais...* Belo Horizonte: SBG/MG, v. 1. p.1-2.

ALLEN, B.L. & HAJEK, B.F. 1989. Mineral occurrence in soil environments. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. *Minerals in soil environments*. 2nd ed. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America. p. 199-278.

ALMEIDA-ABREU, P. A. 1989. *Geologia das quadriculas Onça e Cuiabá (Gouveia - MG), região mediana central da Serra do Espinhaço Meridional*. Rio de Janeiro: DEGEO/UFRJ. (Dissertação de Mestrado)

ALMEIDA-ABREU, P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rift, Bacia e o Orógeno. *Geonomos – Revista de Geociências*, v.3, n. 1, Belo Horizonte. p.1-18.

AUGUSTIN, C.H.R.R. 1994. Amphitheaters and hollows with depositional sequences and their significance on the evolution of tropical landscape. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14. Recife. *Abstracts...* Recife: IAS/UFPE. p.G5-G6.

AUGUSTIN C.H.R.R. 1995a. Aspectos geomorfológicos da região de Gouveia, Espinhaço Meridional, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS. 8. *Anais...* Belo Horizonte: SBG/MG. p. 3-4. v.1.

AUGUSTIN, C.H.R.R. 1995b. *Geoökologische studien im südlichen Espinhaçogebirge bei Gouveia, Minas Gerais, Brasilien unter besonderer berücksichtigung der landschaftsentwicklung*. J. W. Goethe Universität. F. R. G. Frankfurt. (unpublished Doctoral Thesis).

BARBOSA, V.C.C. & AUGUSTIN, C.H.R.R. 2000. Estudo preliminar da variação da micro-formas e da cobertura vegetal na geração do runoff e perda de solo em vertente do município de Gouveia/MG. *Geonomos - Revista de Geociências*. Belo Horizonte, v. 8, n. 2. p.01-07.

BARBOSA, V.C.C. 2000. *Análise da erosão laminar em vertente no município de Gouveia, MG: baseado na variação da micro-forma da vertente e da cobertura vegetal*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 86p. (Monografia de Graduação).

BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1980. *Glossary of geology*. 2. ed. American Geological Institute, Virginia. 749p.

BAULIG, H. 1956. *Vocabulaire anglo-franco-allemand de géomorphologie*. Fac. de Lettres de l' Université de Strasbourg, 130. 230p. *apud* BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.& SANTOS, G.F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC, 425p.

BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*. Curitiba: n. 16/17. p. 153-197.

BIGARELLA, J.J. 2003. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v. 3, Florianópolis: Ed. UFSC. p. 877-1436.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.& SANTOS, G.F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC. 425p.

BIRKELAND, P.W. 1984. *Soils and geomorphology*. New York. 372p.

BOURGEAT, F. & PETIT, M. 1966. Les "stone lines" et les terrasses alluviales des hautes terres malgaches. *Cahier ORSTOM: Série Pédologie IV*. p. 3-19. Disponível em: <http://www.bondy.ird.fr/pleins_textes/>. Acesso em: abril, 2005.

BRAUCHER, R.; COLIN, F.; BROWN, E.T.; BOURLÈS, D.L.; BAMBA, O.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F.; KOUD, J.M. 1998a. African laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 62, n. 9. p.1501– 1507. Disponível em: <<http://www.periodicos.capes.gov.br/>>. Acesso em: 19 out. 2004.

BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L.; COLIN, F.; BROWN, E.T.; BOULANGÉ, B. 1998b. Brazilian laterite dynamics using in-situ produced ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters*. 163. p. 197-205. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>>. Acesso em: 19 out. 2004.

BRAUCHER, R.; LIMA, C.V.; BOURLÈS, D.L.; GASPAR, J.C.; ASSAD, M.L.L. 2004. Stone-line formation processes documented by in situ-produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*. 222. p. 645-651. Disponível em: <<http://www.periodicos.capes.gov.br/>>. Acesso em: 19 out. 2004.

BROWN, D.J.; HELMKE, P.A. & CLAYTON, M.K. 2003. Robust geochemical indices for redox and weathering on a granitic laterite landscape in central Uganda. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 67,15:2711–2723. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>. Acesso em: dez. 2005.

BROWN, D.J.; MCSWEENEY, K. & HELMKE, P.A. 2004a. Statistical, geochemical, and morphological analyses of stone line formation in Uganda. *Geomorphology*. 62:217-237. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>>. Acesso em: 19 out. 2004.

BROWN, D.J.; CLAYTON, M.K.; & MCSWEENEY, K. 2004b. Potential terrain controls on soil color, texture contrast and grain size deposition for the original catena landscape in Uganda. *Geoderma*. 122:51-72. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>>. Acesso em: dez. 2005.

BÜDEL, J. 1957. Die doppletten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N.F. 1, 201–288.

BUTT, C.R.M.; LINTERN, M.J. & ANAND, R.R. 2000. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain – implications for geochemical exploration. *Ore Geology Reviews*. 16:167–183. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>. Acesso em: 19 out. 2004.

BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. 1992. Profile terminology and glossary terms. In: _____ (Ed.) *Handbook of exploration geochemistry: Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. p. 531-544.

BUTT, C.R.M. 1992. Physical weathering and dispersion. In: BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (Ed.) *Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. p. 97-102.

CAILLEUX, A. 1966. Os depósitos detríticos, a linha de cascalhos enterrados e os cupins. *Notícias Geomorfológicas*, Campinas, v. 11, n. 12. p. 43-49.

CAMPY, M. & MACAIRE, J.J. 1989. *Géologie des formations superficielles: géodynamique – faciès – utilisation*. Paris: Masson. 433p.

CANTARELLA, H; QUAGGIO, J. A. & RAIJ, B. Van. 2001. Determinação da matéria orgânica – Capítulo 9 In: RAIJ, B. VAN; ANDRADE, J.C.; CANTARELLA, H. & QUAGGIO, J.A. *Análise química para avaliação da fertilidade de solos tropicais*. 1. Ed., IAC, pp. 173-180.

CARMO, I.O.; MELLO, C.L.; PEIXOTO, M.N.O.; & MOURA, J.R.S. 1999. Gravel beds and stone-lines associated with cenozoic sedimentary processes in the Southeastern Brazilian Plateau. In: REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY. Rio de Janeiro. *Abstracts of...* Rio de Janeiro: IAG, July 17-22. p. 102.

COLIN, F.; ALARCON, C.; & VIEILLARD, P. 1993. Zircon: an immobile index in soils? *Chemical Geology*. 107:273-276.

COLLINET, J. 1969. Contribution a l'étude des "stone-lines" dans la région du Moyen-Ogooué (Gabon), *Cahier ORSTOM: Série Pédologie VII*, 1:3-42. Disponível em: <http://www.bondy.ird.fr/pleins_textes/>. Acesso em: abril, 2005.

COLTRINARI, L. 2003. *Evolução geomorfológica do planalto de São José dos Campos (SP)*. São Paulo: FFLCH/USP, 1v. (Tese de Livre-Docência).

- COMIG-COMPANHIA MINERADORA DO ESTADO DE MINAS GERAIS. 1997. *Projeto Espinhaço: mapas geológicos, folhas Diamantina e Presidente Kubitschek*. Belo Horizonte: COMIG. Escala 1:100.000. CD-ROM.
- CONDIE, K.C.; DENGATE, J. & CULLERS, R.L. 1995. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59,2:279-294.
- COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. & LEPSCH, I.F. 2002. Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE-Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 26:673-683.
- CORNU, S.; LUCAS, Y.; LEBON, E.; AMBROSI, J.P.; LUIZÃO, F.; ROUILLER, J.; BONNAY, M. & NEAL, C. 1999. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. *Geoderma*. 91,3-4:281-295.
- COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. & COSTA, N.C. 1999. The geochemical association Au-As-B-(Cu)-Sn-W in latosol, colluvium, lateritic iron crust and gossan in Carajás, Brazil: importance for primary ore identification. *Journal of Geochemical Exploration*. 67:33-49. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>>. Acesso em: 19 out. 2004.
- CRUZ, L.O.M. 2003. *Comportamento desnudacional e evolução de curto-termo em voçorocas na microbacia do Córrego do Quebra em Gouveia - Espinhaço Meridional/MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 63 p. (Monografia de graduação).
- CRUZ, L.O.M.; LAGES, A.L.; ROCHA, L.C.; PORTUGAL, M.; MELO, N.R.V.; MAGALHÃES, J.C. & VALADÃO, R.C. 2004. Caracterização e gênese das formações superficiais em duas vertentes da bacia do Córrego do Quebra (Depressão de Gouveia/MG). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E ENCONTRO SUL-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA. 5./1., Santa Maria. *Anais...: Geomorfologia e Riscos Ambientais*. Santa Maria: UGB/UFSM/UFRGS. (CD-ROM).
- DANIELS, R.B. & HAMMER, R.D. 1992. *Soil geomorphology*. New York. 236 p.
- DINIZ, A.D. 2002. *Levantamento pedológico da porção norte da bacia do Ribeirão do Chiqueiro e a relação entre as classes de solos e a erosão, Gouveia, MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 127p. (Dissertação de Mestrado).

DREES, L.R. & WILDING, L.P. 1973. Elemental variability within a sampling unit. *Soil Science Society of America Proceedings*. 37,1:82-87.

DUCHAUFOR, P. 1982. *Pedology: pedogenesis and classification*. London. 448p.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. 1997. *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro: CNPS. 212p.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUARIA. 1999. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Brasília: Serviço de Produção de Informação. 412p.

FAIRBRIDGE, R.W. 1968. Colluvium. In: _____. *The encyclopedia of geomorphology*. Pennsylvania. p. 161.

FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. *Humid tropical geomorphology*. New York: Longman. 414p.

FANNING, D.S.; KERAMIDAS, V.Z. & EL-DESOKY, M.A. 1989. Micas. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. *Minerals in soil environments*. 2nd ed. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America. p. 551-634.

FERREIRA, A. de O. 2002. *Mapeamento das formações superficiais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia (Serra do Espinhaço Meridional/MG)*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 138p. (Dissertação de Mestrado).

FIGUEIREDO, M.A. 1999. *Óxidos de ferro pedogênicos e sua influência na agregação de partículas de argila: estudo de caso nos solos da região de Gouveia - Serra do Espinhaço Meridional-MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 95p. (Dissertação de Mestrado)

FIGUEIREDO, M.A.; VARAJÃO, A.F.D.C.; FABRIS, J.D.; LOUTFI, I.S. & CARVALHO, A.P. 2004. Alteração superficial e pedogeomorfologia no sul do Complexo Bação – Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 28:713-729.

FÖLSTER, H. 1969. Slope development in south-western Nigéria during Late Pleistocene and Holocene. *Göttinger Bodenkundliche Bericht*. 10. p. 3-56. *apud* BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & SANTOS, G.F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC, 425p.

FRIEDRICH, G.; MARKER, A. & KANIG, M 1992. Heavy mineral surveys in exploration of lateritic terrain In: BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (Ed.) *Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. p. 481-498.

GUERRA, A.T. & GUERRA, A.J.T. 2001. *Novo dicionário geológico-geomorfológico*. 2. ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil. 648p.

HODSON, M.E. 2002. Experimental evidence for mobility of Zr and other trace elements in soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 66:819-828.

HUTCHINSON, J.N. 1968. Mass movement. In: FAIRBRIDGE, R.W. *The encyclopedia of geomorphology*. Pennsylvania. p. 688-695.

JI, H.B.; WANG, S.J.; OUYANG, Z.Y.; ZHANG, S.; SUN, C.X.; LIU, X.M. & ZHOU, D.Q. 2004. Geochemistry of red residua underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau: II. The mobility of rare earth elements during weathering. *Chemical Geology*. 203,1-2:29-50.

KOCH, G.S. & LINK, R.F. 1970. *Statistical analysis of geologic data*. Vol. 1: New York, Wiley. 375p. *apud* MAYNARD J.B. 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting precambrian paleosols. *The Journal of Geology*. 100:279-289.

LAGES, S.G. 2005. *Morfogênese e pedogênese em vertentes da bacia do Córrego do Quebra – Depressão de Gouveia/MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. (Dissertação de Mestrado)

LAPORTE, G. 1962. *Reconnaissance pédologique le long de la voie ferrée Comilog*. I. R.S.C. MC 119. Brazzaville.149 p. *apud* RIQUIER, J. 1969. Contribution a l'étude des "stone lines" en régions tropicale et équatoriale, *Cahier ORSTOM: Série Pédologie VII*, 1:71-109. Disponível em: <http://www.bondy.ird.fr/pleins_textes/>. Acesso em: abril, 2005.

LECOMTE, P. 1988. Stone line profiles: importance in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. 30. p. 35–61. *apud* BUTT, C.R.M. 1992. Physical weathering and dispersion. In: BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (Ed.) *Handbook of*

exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. p. 97-102.

LEMOS, R.C. de & SANTOS, R.D. dos. 1996. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 4. ed. SBCS, Viçosa, MG. 83p.

LÉVÊQUE, A. 1969. Le problème des sols à nappes de gravats. *Cahier ORSTOM: Série Pédol.* VII, 1:43-69. Disponível em: <http://www.bondy.ird.fr/pleins_textes/>. Acesso em: abril, 2005.

LEVINSON, A. 1980. *An Introduction to exploration geochemistry*. 2. Ed. Illinois, U.S.A.: Applied Publishing Ltd. Wilmette, 924p.

LIMA, O.N.B. & VALADÃO, R.C. 2002. Evolução da frente de intemperismo no Complexo Gouveia, Serra do Espinhaço Meridional – MG. In: IV Simpósio Nacional de Geomorfologia. Vol. 2. São Luís. *Anais ...* São Luís: UGB-UFMA-IG-NEPA. (CD-ROM).

LUCAS, Y.; BOULET, R. & CHAUVEL, A. 1990. Modalités de la formation *in situ* de *stone lines* en zone équatoriale: exemple d'une couverture ferrallitique d'Amazonie au Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, Série II. p. 713-718. Disponível em: <http://www.bondy.ird.fr/pleins_textes/>. Acesso em: abril, 2005.

LUZ, L.R.Q.P.; SANTOS, M.C.D.& MERMUT, A.R. 1992. Pedogênese em uma topossequência do semi-árido de Pernambuco. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 16:95-102.

MARCHIORO, E. 2002. *Perda de solo por fluxo superficial em vertente do município de Gouveia – MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. (Dissertação de mestrado).

MAYNARD J.B. 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting precambrian paleosols. *The Journal of Geology*. 100:279-289.

McFARLANE, M.J., BOWDEN, D.J. & GIUSTI, L. 1994. The Behaviour of chromium in weathering profiles associated with the African Surface in parts of Malawi. In: Robinson, D.A. and Williams, R.B.G. (Ed). *Rock Weathering and Landform Evolution*. Chichester, England: John Wiley. p. 321-338.

MEIS, M.R.M. & MONTEIRO, A.M.F. 1979. Upper quaternary “rampas”, Doce River Valley, Southeastern Brazilian Plateau. *Z. Geomorph.*, Berlin-Stuttgart, 23 (2):132-51. *apud* MOURA, J.R.S. & SILVA, T.M. 1998. Complexo das rampas de colúvio. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. (Org.) *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil. p.143-180.

MEIS, M.R.M. & MOURA, J.R.S. 1984. Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. *Am. J. Sci.*, New Haven, 284 (3):241-254. *apud* MOURA, J.R.S. & SILVA, T.M. 1998. Complexo das rampas de colúvio. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. (Org.) *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil. p.143-180.

MILLER, T.O. 1968. Duas fases paleoindígenas da bacia de Rio Claro, E. S. Paulo: um estudo em metodologia. Rio Claro: FFCLRC. 177p. (Tese de doutorado) *apud* BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.& SANTOS, G.F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC, 425p.

MILNES, A.R. & FITZPATRICK, R.W. 1989. Titanium and zirconium minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. *Minerals in soil environments*. 2nd ed. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America. p. 1131-1205.

MODENESI-GAUTTIERI, M.C. & TOLEDO, M.C.M. 1996. Weathering and the formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia – southeastern Brazil. *Catena*. 27, 2:81-103.

MOEYERSONS, J. 1987. The concentration of stones into a stone-line, as a result from subsurface movements in fine and loose soils in the tropics. In: ALEXANDRE, J. & SYMOENS, J.J. (ed.) *Stone-Lines. Journée d'Étude, Bruxelles*. Bruxelles: Académie Royale des Sciences D'Outre-Mer, Geo-Eco-Trop, 11, 24 mar. p. 11-22. *apud* THOMAS, M.F. 1994. *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. Chichester, England. John Wiley, 460p.

MOURA, J.R.S. & SILVA, T.M. 1998. Complexo das rampas de colúvio. In: GUERRA, A.J.T. & CUNHA, S.B. (Org.) *Geomorfologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil. p.143-180.

- NAHON, D.B. 1991. *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. New York: John Wiley & Sons. 313p.
- NESBITT, H.W. & MARKOVICS, G. 1997. Weathering of granodiorite crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61,8:1653-1670.
- NYE, P. H. 1954. Some soil forming processes in the humid tropics. Part I: A field study of a catena in the West African forest. *Journal of Soil Science*. 5:7-27. *apud* FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. *Humid tropical geomorphology*. New York: Longman, 414p.
- NYE, P. H. 1955. Some soil forming processes in the humid tropics. Part II: The development of the upper slope member of the catena. *Journal of Soil Science*. Part II, 6:51-62. *apud* FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. *Humid tropical geomorphology*. New York: Longman, 414p.
- OLIVEIRA, V.Á. DE. & JIMENEZ-RUEDA, J.R. 2002. Relação solo/material litológico subjacente em latossolos de dois compartimentos do planalto central goiano. *Geociências*. São Paulo: UNESP, v.21, n. 1/2. p. 85-96.
- OLLIER, C. & PAIN, C.F. 1996. *Regolith, soils and landforms*. Chichester, New York: John Wiley. 316 p.
- PATON, T.R. 1978. *The formation of soil material*. London: George Allen & Unwin. 143p.
- PENTEADO, M.M. 1969. Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos (*stone lines*). *Notícia Geomorfológica*. Campinas: v. 9, n. 17. p.15-41.
- PEREZ FILHO, A.; SILVA, F.B.R. & REGO, M.J.M. 1983. Análise de uma toposequência de solos no vale do Moji-Guaçu. *Geociências*. São Paulo, 2:33-41.
- PLAISANCE, G. & CAILLEUX, A. 1958. *Dictionnaire des sols*. Paris: La Maison Rustique. 1958. *apud* BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.& SANTOS, G.F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC. 425p.

PORTILHO, S. 2003. *Perda de solo por escoamento superficial e os padrões de infiltração e percolação da água no solo, microbacia do Córrego do Quebra, Gouveia, Espinhaço Meridional, MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 116p. (Dissertação de Mestrado).

PORTO, C.B. 1999. Origin of a stone line lateritic profile in central Brasil. In: REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY. Rio de Janeiro. *Abstracts of...* Rio de Janeiro: IAG, July 17-22. p. 104.

QUEIROZ NETO, J.P. 2001. O estudo de formações superficiais no Brasil. *Revista do Instituto Geológico*. 22, 1/2:65-78.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B. & CORRÊA, G.F. 2002. *Pedologia: base para distinção de ambientes*. 4.ed. Viçosa: NEPUT. 338p.

RHODENBURG, H. 1969. Slope pedimentation and climatic change as factors of planation and scarp development in tropical África. *Giessner Geogr. Schr.* 20. p. 127-133. *apud* BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & SANTOS, G.F. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. v. 1, Florianópolis: Ed. UFSC, 425p.

RIQUIER, J. 1969. Contribution a l'étude des "stone lines" en régions tropicale et équatoriale, *Cahier ORSTOM: Série Pédologie VII*, 1:71-109. Disponível em: <http://www.bondy.ird.fr/pleins_textes/>. Acesso em: abril, 2005.

ROCHA, L.C. 2004. *Caracterização pedológica em duas vertentes na bacia do Córrego d Quebra-Gouveia/MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 99 p. (Dissertação de Mestrado).

RUHE, R.V. 1956. Landscape evolution in the High Ituri, Belgian Congo. *Publications de L'Institut National pour l'Etude Agronomie du Congo*. Bruxelles: INEAC, sér. sci. n. 66, 1956. 92p. *apud* FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. *Humid tropical geomorphology*. New York: Longman. 414p.

SAADI, A. & VALADÃO, R.C. 1987. Evolução geomorfológica quaternária da região de Gouveia, Serra do Espinhaço. In: *Anais do 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. SBG-MG. Bol. SBG, Belo Horizonte-MG. p.434-448.

- SAADI, A. A. 1995. Geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. *Geonomos - Revista de Geociências*, Belo Horizonte, vol.3, nº 1, Jul.. p.41-63
- SALGADO, A.A.R. & VALADÃO, R.C. 2003. Contribuição da desnudação geoquímica na evolução da erosão diferencial no Espinhaço Meridional – MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 4, n. 2. p. 31-40.
- SALGADO, A.A.R. 2002. *Desnudação Geoquímica e Evolução do Relevo no Espinhaço Meridional – MG*. Belo Horizonte: IGC/UFMG. 189 p. (Dissertação de Mestrado).
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. 1989. Iron oxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B. *Minerals in soil environments*. 2nd ed. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America. p. 379-438.
- SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINEZ CORTIZAS, A.; GARCIA RODEJA, E. 2004. Solos do topo da serra São José (Minas Gerais) e suas relações com paleoclima no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. 28:455-466.
- SSSA – SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. 2005. *Internet glossary of soil science terms*. Desenvolvido por ASA–CSSA–SSSA. Disponível em: <<http://www.soils.org/sssagloss/search.html>>. Acesso em: 19 mar. 2005.
- STAMP, D. 1966. *A glossary of geographical terms*. COMMITTEE OF BRITISH ASSOCIATION FOR THE ADVANCEMENT OF SCIENCE. London. 598p.
- STRAHLER, A.N. & STRAHLER, A.H. 1978. *Modern physical geography*. New York. 502p.
- SUERTEGARAY, D.M.A.; ROSSATO, M. S.; BELLANCA, E.T.; FACHINELLO, A.; CÂNDIDO, L. A. & SILVA, C.R. 2003. *Terra feições ilustradas*. Porto Alegre: Editora da UFRGS. 263p.
- SUGUIO, K. 1998. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1217p.
- TAN, K.H. 1992. *Principles of soil chemistry*. 2. Ed. Marcel Dekker Inc. New York. 362p.

TAYLOR, G. & EGGLETON, R.A. 2001. *Regolith geology and geomorphology*. Chichester, England. John Wiley. 375p.

TAYLOR, R.G. & HOWARD, K.W.F. 1998. Post-Palaeozoic evolution of weathered landsurfaces in Uganda by tectonically controlled cycles of deep weathering and stripping. *Geomorphology*. 25:173-192.

TAYLOR, R.G. & HOWARD, K.W.F. 1999. Lithological evidence for the evolution of weathered mantles in Uganda by tectonically controlled cycles of deep weathering and stripping. *Catena*. 35:65-94.

THOMAS, M.F. 1974. *Tropical geomorphology: a study of weathering and landform development in warm climates*. New York. 332p.

THOMAS, M.F. 1994. *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. Chichester, England. John Wiley. 460p.

THORNBUR, M.R. 1992. The chemical mobility and transport of elements in the weathering environment. In: BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (Ed.) *Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains*. v. 4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B.V. p. 79-96.

TONUI, E.; EGGLETON, T. & TAYLOR, G. 2003. Micromorphology and chemical weathering of a K-rich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia). *Catena*. 53:181-207. Disponível em: <http://www.periodicos.capes.gov.br/>. Acesso em: 19 out. 2004.

TSAI, C.C. & CHEN, Z.S. 2000. Lithologic discontinuities in ultisols along a toposequence in Taiwan. *Soil Science*. 167,7:587-596.

VALADÃO, C.R. 1986. *Estudo sedimentológico das formações superficiais do "Sistema Alveolar do Córrego dos Pereiras"*. (Bacia do Ribeirão do Chiqueiro - Espinhaço Meridional - MG). Belo Horizonte: IGC/UFMG. 78p. (Monografia de graduação B)

VALADAO, R.C. 1998. *Evolução de longo termo do relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfícies de aplanamentos e soerguimentos crustais*. Salvador: UFBA, Departamento de Geologia. (Tese de Doutorado)

WELLS, N.A.; ANDRIAMIHAJA, B. & RAKOTOVOLOLONA, H.F.S. 1990. Stonelines and landscape development on the laterized craton of Madagascar. *Geological Society of America Bulletin*. 102:615-627.

WILLIAMS, M.A.J. 1968. Termites and soil development near Brocks Creek, Northern Territory. *Australian Journal of Science*. 31:153-154, 1968. *apud* FANIRAN, A. & JEJE, L.K. 1983. *Humid tropical geomorphology*. New York: Longman. 414p.

YOUNG, A. 1972. *Slopes*. London. 288p.

Cor: 7,5 YR 6/8
Textura: franco argilosa cascalhenta
Raízes: raras e finas Transição: abrupta e ondulada

Horiz. C1 Espessura (cm): 120 – 140
Cor: 7,5 YR 5/8 Bruno forte
Textura: franco cascalhenta
Estrutura: maciça
Consistência: dura; muito friável; muito plástica; ligeiramente pegajosa.
Raízes: raras e finas Transição: abrupta e descontínua

Horiz. Linha de pedra Espessura (cm): 140 – 153
Textura: franco cascalhenta
Transição: abrupta e descontínua

Horiz. C2 Espessura (cm): 153 – 185+
Cor: 10 YR 7/8 amarelo
Textura: franco
Estrutura: maciça
Consistência: macia; friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

OBSERVAÇÕES: fragmentos maiores de quartzo (e outros minerais ou rochas) presentes em todo os horizontes do perfil, em maior ou em menor quantidade.

PERFIL Nº: 02 DATA: 01/04/2005

CLASSIFICAÇÃO: Cambissolo

LOCALIZAÇÃO: Vertente margem direita do Córrego do Quebra-Depressão de Gouveia

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo Gouveia – embasamento cristalino

LITOLOGIA: granitos milonitizados e xistos

SITUAÇÃO E DECLIVE: alta vertente – 3,5°

RELEVO: suave ondulado

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar

DRENAGEM: bem drenado

VEGETAÇÃO: cerrado

USO ATUAL: pastagem

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

LOCALIZAÇÃO: Vertente margem direita do Córrego do Quebra-Depressão de Gouveia

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo Gouveia – embasamento cristalino

LITOLOGIA: granitos milonitizados e xistos

SITUAÇÃO E DECLIVE: média vertente

RELEVO: suave ondulado

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar

DRENAGEM: bem drenado

VEGETAÇÃO: cerrado

USO ATUAL: pastagem

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Horiz. A Espessura (cm): 0 – 26

Cor: 10 YR 5/8 Bruno amarelado

Textura: franco argilo arenosa

Estrutura: moderada médios blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular

Consistência: ligeiramente duro; firme; ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa.

Transição: gradual e ondulada

Horiz. B1 Espessura (cm): 26 – 100

Cor: 7,5 YR 5/8 Bruno forte

Textura: franco argilosa

Estrutura: moderada grandes blocos angulares que se desfaz em forte muito pequena granular

Consistência: moderada grandes blocos angulares que se desfaz em forte muito pequena granular

Transição: gradual e plana

Horiz. B2 Espessura (cm): 100 – 325

Cor: 5 YR 5/8 vermelho amarelado

Textura: franco argilosa

Estrutura: moderada a forte grandes blocos angulares que se desfaz em forte muito pequena granular

Consistência: moderada grandes blocos angulares que se desfaz em forte muito pequena granular

Transição: abrupta e plana

Horiz. Linha de pedra Espessura (cm): 325 – 350

Cor: 5 YR 5/8 vermelho amarelado

Textura: franco argilosa cascalhenta

Transição abrupta e plana

Horiz. C1 Espessura (cm): 350 – 400+

Cor: 7,5 YR 6/8

Textura: franca

Estrutura: maciça
Consistência ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa.

PERFIL Nº: 04 DATA: 02/04/2005

CLASSIFICAÇÃO: Cambissolo

LOCALIZAÇÃO: Vertente margem direita do Córrego do Quebra-Depressão de Gouveia

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo Gouveia – embasamento cristalino

LITOLOGIA: granitos milonitizados e xistos

SITUAÇÃO E DECLIVE: baixa vertente – 7,5°

RELEVO: suave ondulado

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar

DRENAGEM: moderadamente drenado

VEGETAÇÃO: cerrado

USO ATUAL: pastagem

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Horiz. A Espessura (cm): 0 – 15
Cor: 10 YR 5/8 Bruno amarelado
Textura: franco argilosa com cascalho
Estrutura: fraca grandes médios blocos angulares e subangulares
Consistência: ligeiramente duro; firme; ligeiramente plástica; pegajosa.
Raízes: poucas e finas Transição: gradual e ondulada
- Horiz. BA Espessura (cm): 15 – 30
Cor: 7,5 YR 5/6 Bruno forte
Textura: franco argilosa
Estrutura: moderada grandes médios blocos subangulares
Consistência: ligeiramente dura; friável; ligeiramente plástica; pegajosa
Raízes: poucas e finas Transição: gradual e ondulada
- Horiz. B Espessura (cm): 30 – 84
Cor: 2,5 YR 5/8 vermelho
Textura: franco argilosa
Estrutura: moderada médios grandes blocos subangulares
Consistência: ligeiramente dura; friável; ligeiramente plástica; pegajosa

Raízes: raras e finas

Transição: abrupta e plana

Horiz. Linha de pedra Espessura (cm): 84 – 100

Cor: 2,5 YR 5/8 vermelho

Textura: franco argilosa cascalhenta (fragmentos de quartzo e de rocha pouco alterada com xistosidade)

Raízes: poucas e finas

Transição: abrupta e plana

Horiz. C1 Espessura (cm): 100 – 130

Cor: 10 YR 5/8 Bruno amarelado

Textura: franca

Estrutura: maciça

Consistência: ligeiramente dura; friável; ligeiramente plástica; pegajosa.

Transição: gradual e plana

Horiz. Cr Espessura (cm): 130 – 200+

Cor: 10 YR 4/8

Textura: franco siltosa

Estrutura: maciça

Consistência: ligeiramente dura; muito friável; não plástica; ligeiramente pegajosa.

PERFIL Nº: 05 DATA: 02/04/2005

CLASSIFICAÇÃO: Neossolo Regolítico

LOCALIZAÇÃO: Vertente margem direita do Córrego do Quebra-Depressão de Gouveia

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo Gouveia – embasamento cristalino

LITOLOGIA: granitos milonitizados e xistos

SITUAÇÃO E DECLIVE: baixa vertente – 10°

RELEVO: suave ondulado

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar

DRENAGEM: bem drenado

VEGETAÇÃO: cerrado

USO ATUAL: pastagem

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Horiz. A Espessura (cm): 0 – 3

Cor: 7,5YR 4/6 bruno forte

Textura: franca

Estrutura: forte pequeno a muito pequena blocos subangulares e granular

Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa
Transição: gradual e plana

Horiz. C2 Espessura (cm): 159 – 197
Cor: 5 YR 5/8 vermelho
Textura: franca
Estrutura: maciça
Consistência: ligeiramente dura; muito friável; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa
Transição: clara e plana

Horiz.: Cr Espessura (cm): 197 – 250+
Cor: 10 R 5/6
Textura: franca
Estrutura: maciça
Consistência: macia; firme; não plástica; ligeiramente pegajosa

OBS: do topo do horizonte B2 até a superfície são encontradas pequenas machas pretas. Nos horizontes B são encontrados cascalhos, mas a quantidade diminui em direção ao topo.

PERFIL Nº: 07 DATA: 03/04/2005

CLASSIFICAÇÃO: Latossolo Vermelho-Amarelo

LOCALIZAÇÃO: Borda de voçoroca (01) próximo a ponte do Córrego dos Pereiras na estrada para Cuiabá

FORMAÇÃO GEOLÓGICA: Complexo Gouveia – embasamento cristalino

LITOLOGIA: granitos milonitizados-gnaisses e xistos

SITUAÇÃO E DECLIVE: baixa vertente

RELEVO: suave ondulado

EROSÃO: extremamente forte – voçorocamento e erosão laminar

DRENAGEM: bem drenado

VEGETAÇÃO: cerrado

USO ATUAL: pastagem

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Horiz. A Espessura (cm): 0 – 20
Cor: 10 YR 4/4 bruno amarelado escuro
Textura: franco argilosa
Estrutura: moderada grandes médios blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular
Consistência: ligeiramente dura; firme; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa
Raízes: muitas e finas
Transição: gradual e plana

- Horiz. B6 Espessura (cm): 498 – 628
Cor: 5 YR 5/8 vermelho amarelado
Textura: argilosa
Estrutura: moderada a forte blocos médios pequenos subangulares
Consistência: ligeiramente dura; firme; ligeiramente plástica; ligeiramente pegajosa
Transição: clara e plana
- Horiz. C1 Espessura (cm): 628 – 661
Cor: amarelada
Textura: franca arenosa
- Horiz. C2 Espessura (cm): 661 – 679
Cor: vermelho amarelado
Textura: franca arenosa com cascalho
- Horiz. C3 Espessura (cm): 679 – 699
Cor: avermelhada com manchas amarelas
Textura: franca arenosa cascalhenta
- Horiz. C4 Espessura (cm): 699 – 879
Cor: avermelhada com manchas amarelas
Textura: franca arenosa
- Horiz. Cascalheira fluvial Espessura (cm): 879 – 930+